

THÈSES

présentées

à la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Pierre GIRAUD

1^{re} Thèse :

LES ROCHES BASIQUES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA A MADAGASCAR ET LEUR MINÉRALISATION CHROMIFÈRE

2^e Thèse : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

SOUTENUES PUBLIQUEMENT LE 16 SEPTEMBRE 1958

DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY

MM. M. ROQUES

Président

P. LAPADU-HARGUES

P. CHAMPAGNAT

} *Examineurs*

IMPRIMERIE OFFICIELLE

Tananarive — 1960



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546615_0010

ANNALES GÉOLOGIQUES DE MADAGASCAR

THÈSES

présentées

à la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Pierre GIRAUD

1^{re} Thèse :

LES ROCHES BASIQUES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA A MADAGASCAR ET LEUR MINÉRALISATION CHROMIFÈRE

2^e Thèse : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

SOUTENUES PUBLIQUEMENT LE 16 SEPTEMBRE 1958

DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY

MM. M. ROQUES

Président

P. LAPADU-HARGUES

P. CHAMPAGNAT

} *Examineurs*

IMPRIMERIE OFFICIELLE

Tananarive — 1960



UNIVERSITÉ DE CLERMONT

FACULTÉ DES SCIENCES

DOYEN

M. DELANGE, calcul différentiel et intégral.

DOYEN HONORAIRE

M. DUBOIS, physique.

ASSESSEUR

M. RÉMY, chimie industrielle.

PROFESSEURS HONORAIRES

MM. JUNG, professeur à la Sorbonne;
MANDELBROJT, professeur au Collège de France;
GAUTHIER, maître de conférences honoraire.

PROFESSEURS

MM. DUBOIS, physique;
HOVASSE, zoologie;
CHAZE, botanique;
RAMBAUD, chimie générale;
RÉMY, chimie industrielle;
BLANC, mécanique rationnelle;
DELANGE, calcul différentiel et intégral;
JAFFRAY, physique;
ROQUES, géologie et minéralogie;
LAPADU-HARGUES, minéralogie;
TRUFFAULT, chimie industrielle;
LUTZ, zoologie.

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. SAMUEL, mathématiques;
RAOULT, physique;
CHAMPAGNAT, botanique;
DUPLESSIS-KERGOMARD, chimie.

MAITRES DE CONFERENCES

MM. TAGLAND, physique;
PARIAUD, chimie physique;
M^{me} HENNEQUIN, mathématiques;
M. AVANT, physique.

SECRETAIRE PRINCIPAL

M. MOUCHET.

SOMMAIRE

	PAGES
AVANT-PROPOS.....	11
INTRODUCTION.....	13
APERÇU GÉOGRAPHIQUE	13
HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	14
BUT DE L'OUVRAGE.....	14
CHAPITRE PREMIER. — LES ENSEMBLES GÉOLOGIQUES ET LES MINÉRALISATIONS DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA	15
SÉRIE A GRAPHITE.....	15
SÉRIE BASIQUE MÉTAMORPHIQUE D'ANDRIAMENA	16
Roches éruptives basiques et ultrabasiques résiduelles.....	16
Formations cristallophylliennes pyroxéno-amphiboliques	16
Schistes savonneux	16
LES QUARTZITES A MAGNÉTITE	17
LES SÉRIES DE MIGMATITES.....	17
MASSIFS ET FILONS GRANITIQUES.....	18
MASSIFS DE ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES RECOUPANTS.....	18
LES SYÉNITES.....	18
STRUCTURE D'ENSEMBLE.....	19
MINÉRALISATIONS.....	19
Or	20
Plomb et cuivre.....	20
Pegmatites	20
Manganèse	21
Rutile	21
Magnétite et ilménite	21
Amiante	21
Chromite.....	21
EXPOSÉ DES PROBLÈMES	21
CHAPITRE II. — GISEMENT ET CARTOGRAPHIE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	23
ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES.....	23
FORMATIONS PYROXÉNO-AMPHIBOLIQUES.....	24
SCHISTES SAVONNEUX	27
CHAPITRE III. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	29
Introduction.....	29
ENSEMBLE GABBRO-DIORITIQUE.....	29
Descriptions pétrographiques détaillées.....	29
Structures.....	29
Minéralogie.....	30
ROCHES ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES	33
Descriptions pétrographiques détaillées.....	33
Structures.....	33
Minéralogie.....	33
CONCLUSION A LA PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES.....	33
CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES	34
Ensemble gabbro-dioritique.....	34
Pyroxénolites	35
Représentation graphique des paramètres de A. LACROIX.....	36
CHAPITRE IV. — PÉTROGRAPHIE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	39
Introduction.....	39

	PAGES
ETUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES	39
Pyroxénites feldspathiques	39
Plagioclases pyroxéniques	40
Grenatites à pyroxène	40
Gneiss à pyroxène	41
Migmatites à pyroxène	41
CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES.	42
ANALYSES CHIMIQUES	42
Résultats	43
Représentation sur le diagramme A.C.F. d'Eskola	43
CHAPITRE V. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES AMPHIBOLIQUES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	45
Introduction	45
ETUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES AMPHIBOLIQUES	45
Faciès amphibolique sans quartz	45
Pétrographie	45
Analyses chimiques	46
Faciès amphibolique gneissique	47
Faciès amphibolique migmatitique	48
CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES AMPHIBOLIQUES	48
CHAPITRE VI. — LES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE BASIQUE MÉTAMORPHIQUE D'ANDRIAMENA.	51
Introduction	51
CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DES SCHISTES SAVONNEUX	51
CARACTÈRES CHIMIQUES DES SCHISTES SAVONNEUX	52
ORIGINE DES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	52
Critères pétrographiques	53
Critères chimiques	53
GENESE DES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	55
Métasomatose hydrothermale au cours du métamorphisme général	55
Autres phénomènes métasomatiques	56
CHAPITRE VII. — LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	59
Introduction	59
CARTOGRAPHIE ET GISEMENT DES FORMATIONS CHROMIFÈRES	59
Cartographie	59
Gisement	60
CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DU MINÉRAI CHROMIFÈRE	62
Aspect macroscopique	62
Teneur du minéral	62
Résumé des descriptions pétrographiques	63
CARACTÈRES CHIMIQUES DU MINÉRAI	63
CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES DE LA CHROMITE	65
Présentation des résultats	65
Interprétation des résultats	68
Type Andriamena	68
Type Maevatanàna	68
Type Ranomena	68
MODE DE FORMATION DES GISEMENTS CHROMIFÈRES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA	68
Hypothèse d'une concentration magmatique primaire non modifiée	69
Hypothèse d'une concentration magmatique primaire modifiée	69
Hypothèse d'une concentration par métamorphisme général	69
Conclusion	70
CHAPITRE VIII. — ZONÉOGRAPHIE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA	71
Introduction	71
LES DIFFÉRENTS PROCESSUS DE L'ORTHOGNEISSIFICATION	71
Processus charnockitique	71
Structure conservé	71
Structure primitive modifiée puis détruite	72
Phénomènes métasomatiques	72

	PAGES
Processus amphibolique	72
Structure conservée	72
Structure modifiée puis détruite	72
Processus hydrothermal	73
RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIVERS TYPES DE « MINÉRAL FACIÈS » D'ESKOLA	73
POSITION DANS LA CLASSIFICATION J. JUNG ET M. ROQUES	74
SIGNIFICATION RÉELLE DE QUELQUES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES ANORMAUX	75
CHAPITRE IX. — LES MASSIFS DE ROCHES BASIQUES RECOUPANTS ET LES COULÉES DE BASALTES...	77
MASSIF D'AMBOLOSIKELY	77
MASSIF COMPLEN DE BETAFO-ANKARANANDO	77
PÉTROGRAPHIQUE ET COMPOSITION CHIMIQUE DU GABBRO A OLIVINE	78
Structures	78
Minéralogie	79
Composition chimique	80
PÉTROGRAPHIE ET COMPOSITION CHIMIQUE DE LA SYÉNITE	81
COULÉES BASALTIQUES DU KAMORO ET FILONS ASSOCIÉS	82
DISCUSSION SUR LA GENESE DES MASSIFS BASIQUES RECOUPANTS	82
CHAPITRE X. — POSITION DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA ET DES ROCHES BASIQUES RECOUPANTES DANS LA STRATIGRAPHIE DE MADAGASCAR	85
DÉFINITION DES SÉRIES	85
RAPPORTS DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA AVEC LES SYSTÈMES DU GRAPHITE ET DU VOHIBORY	86
RAPPORTS DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA AVEC LES SÉRIES MIGMATITIQUES	87
POSITION DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA DANS LA GÉOCHRONOLOGIE DE MADAGASCAR	87
POSITION DES MASSIFS GABBROIQUES RECOUPANTS DE BETAFO ET D'AMBOLOSIKELY	89
CONCLUSIONS	91
BIBLIOGRAPHIE	93

ILLUSTRATIONS

CROQUIS SCHÉMATIQUES D'AFFLEUREMENTS :	PLANCHES
Enclaves basiques	1
Amas basiques dans ensemble gneisso-migmatitique	2
« Filons » de pyroxénites	3
Pyroxénites dans migmatites	4
Gabbro et pyroxénites dans les migmatites. Pegmatites	5
Gisements de chromite	6
CARTES ET COUPES :	
Lentilles dioritiques d'Antanimbary	7
Carte géologique et structurale de Betrandraka	8
Géochronologie	9
Carte minière et des indices	10
Coupes schématiques	11
Carte géologique de la région de Maevatanàna-Andriamena	12
PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS	13 à 16
PHOTOGRAPHIES DE LAMES MINCES	17 à 22

AVANT-PROPOS

Jusqu'en 1947, rien ne me destinait à la carrière de géologue. C'est en terminant la licence en droit à Grenoble et en me destinant à l'administration coloniale, que j'ai suivi, en amateur d'abord, le magistral enseignement de Maurice GIGNOUX, Membre de l'Institut, doyen de la Faculté des Sciences. Son influence fut déterminante puisqu'il sut transformer l'amateur des premières leçons en géologue pratiquant. Les bases solides de stratigraphie que j'ai acquises à Grenoble me furent d'une utilité constante dans la pratique de mon métier de géologue de terrain.

Je dois à M. le doyen MORET, Membre de l'Institut, de garder, par son cours très vivant et d'un intérêt soutenu, un bon souvenir de la Paléontologie vers laquelle je n'avais jamais été spécialement attiré et de m'avoir initié à la Minéralogie et à la Pétrographie qui est devenue ma spécialité.

Je leur suis, de plus, particulièrement reconnaissant d'avoir bien voulu, lorsqu'ils surent mon désir d'exercer Outre-Mer, m'orienter vers le Laboratoire de Géologie et de Minéralogie de Clermont.

C'est là que je terminais ma licence en recevant l'enseignement de MM. les professeurs ROQUES et LAPADU-HARGUES. Je leur dirai simplement que mon goût pour la géologie s'en est trouvé renforcé et que, comme tous les Anciens de ce Laboratoire qu'ils marquent profondément de leurs personnalités, peut-être différentes mais agréablement complémentaires, je reviens toujours avec joie travailler auprès d'eux.

Mes remerciements vont également à mon ami PETERLONGO, chef de travaux, pour m'avoir toujours aidé avec gentillesse et avoir discuté avec rigueur et discernement les points délicats de ma pétrographie alpine puis malgache.

Je suis donc devenu un géologue clermontois convaincu qui a gardé de ses débuts à Grenoble un attachement pour la géologie alpine et qui remercie M. le professeur ROQUES de l'avoir envoyé, pour devenir Géologue-Pétrographe de l'Université de Clermont, effectuer ses premiers pas dans le Massif des Grands-Rousses.

Nommé géologue-assistant de la France d'outre-mer et affecté à Madagascar, j'ai eu le privilège de servir pendant trois ans sous les ordres de M. BESAIRIE, membre correspondant de l'Institut, géologue en chef hors classe. S'il m'est possible de présenter ici un ouvrage traitant le sujet très particulier de la pétrographie des roches basiques, c'est que, sous son autorité vigilante, il est devenu facile d'acquérir rapidement les bases fondamentales de la géologie de Madagascar.

En effet, sa connaissance profonde de tous les aspects des Sciences de la terre malgache, son sens analytique aigu, son esprit cartésien ont abouti à la publication de synthèses fournissant au géologue débutant les connaissances générales qui lui permettent, si nécessaire, de se spécialiser très rapidement. Cela est d'autant plus facile que j'ai trouvé, au Service géologique de Madagascar, un esprit d'équipe qui atténue les difficultés de la vie Outre-mer. Parmi mes collègues et amis, je citerai tout particulièrement MM. LAUTEL et de la ROCHE, géologues principaux, qui me firent bénéficier de leur déjà longue expérience et me prodiguèrent de nombreux conseils, aussi bien dans le domaine de la géologie pure que dans celui de l'organisation pratique des missions. Pendant celles-ci, j'ai profité de la collaboration

de MM. BERTUCAT et GIRAUDON, géologues, et de M. ANDRETSEHENO, BAUCHET, PROU et SAUTERON, aides-géologues, que je remercie de leurs travaux et des bons souvenirs que je garde de notre vie de brousse.

Pour la période moins riche d'imprévus passée au Laboratoire de Tananarive, je suis reconnaissant à ceux qui le dirigent : MM. BEHIER et DELBOS, d'avoir aimablement accueilli et mené à bien les très nombreux travaux dont ils me sont redevables.

Un grand nombre des résultats présentés dans cet ouvrage est dû à l'obligeance de Mme LAURENT-CHALEIL et Mlles BOUCHARD et ORLIAC, du laboratoire de Clermont, de M. de PEYRÔNNET, du laboratoire du Centre Géologique de la France d'outre-mer, et de M. MASCLANIS, de la Société d'Electrochimie et d'Electrometallurgie d'Ugine. Qu'ils trouvent, ici, l'expression de mes sincères remerciements.

L'Administration de Madagascar et Dépendances et en particulier M. ADAM, directeur des Mines et de la Géologie, m'ont accordé une mission de deux mois pour ce travail. Au Département, M. MARELLE, inspecteur général des mines et de la géologie, ainsi que son adjoint, M. le Géologue en chef hors classe OBERMULLER, m'ont facilité la tâche et je leur en suis reconnaissant.

INTRODUCTION

Durant trois saisons sèches successives, nous avons reçu mission de procéder à divers travaux géologiques et de prospection dans la région d'Andriamena, chef-lieu de poste administratif du district de Tsaratanàna situé à 160 kilomètres au Nord de Tananarive : en 1954, revision et prospection de reconnaissance de la feuille géologique au 1/200 000 Andriamena ; en 1955, prospection des pegmatites et des gisements de chromite de la région Andriamena-Manakana ; en 1956, d'une part : lever géologique au 1/40 000 et prospection du quart Nord-Est de la feuille Andriamena, d'autre part : prospection générale de reconnaissance de la feuille au 1/200 000 Maevatanàna.

Aperçu géographique.

La région étudiée appartient à la zone des Hauts-Plateaux. C'est une pénéplaine profondément latéritisée et érodée, couverte de prairies et déchiquetée par un chevelu hydrographique très dense.

Du point de vue orographique, on peut distinguer les zones de collines d'une altitude moyenne de l'ordre de 400 mètres au Nord et de 800 mètres au Sud, et les *Tampoketsa* qui sont d'immenses plateaux perchés, légèrement ondulés, limités par des falaises et d'altitude moyenne de 1 100 à 1 300 mètres. Ces *Tampoketsa* du Kamoro, de la Menazomby et d'Andriamena dominent une zone de collines au milieu desquelles s'individualisent parfois de petites chaînes montagneuses.

L'eau des pluies qui tombent en abondance de novembre à février-mars (430 mm en 91 jours à Andriamena) est acheminée vers le canal du Mozambique par une multitude de ruisseaux et rivières drainés par trois grands fleuves : la Mahajamba, le Kamoro et la Betsiboka. Durant l'été austral, tous ces cours d'eau ont un régime torrentiel et des variations de régime considérables en quelques heures. En effet, les précipitations ne sont retenues par aucune végétation et ruissellent à la

surface de l'argile latéritique qu'elles dégradent à un rythme accéléré. Durant l'hiver, ces rivières sont très rarement asséchées.

La région jouit, dans l'ensemble, du climat des Hauts-Plateaux avec des influences du régime de l'Ouest dans la zone déprimée du Nord. Sur une dizaine d'années d'observations faites à Tsaratanàna, la moyenne de la température annuelle est de 23°. Les maximums sont observés en novembre : 33° 2 et octobre : 33° 1, les minimums en juillet : 16° 6.

Au point de vue administratif, toute la région où nous avons effectué nos levés géologiques fait partie du district de Tsaratanàna. Le gouvernement de Tsaratanàna, au Nord, comprend les cantons de Tsaratanàna et de Betrandraka ; le gouvernement d'Andriamena, au Sud, comprend ceux d'Andriamena et d'Ambakireny.

La population est essentiellement de race Marofotsy. Ce sont les descendants d'anciens guerriers de la Reine. Ils seraient originaires de la région du Fody (près d'Anjiro). Les Merina (Tanjafy) provenant de la région d'Anjozorobe sont installés principalement dans les centres. Dans la région de Tsaratanàna et de Betrandraka de nombreux villages sont constitués par des Betsileo. Enfin, citons des infiltrations Sihanaka, Tsimihety et Betsirebaka. Toute cette population est essentiellement paysanne.

L'agriculture est la principale richesse du pays : riz surtout et accessoirement manioc. Les bœufs constituent une source de revenu appréciable. Dans les villages, on élève également porcs et volailles. Certaines régions seraient propices à la culture du café et l'Administration s'emploie à l'implanter.

L'activité minière est très réduite depuis plusieurs années. Les cours très bas de l'or ont réduit considérablement l'orpaillage. Le seul centre minier est celui de Besakay-Ankisatra, au Sud-Ouest de Tsaratanàna où le Bureau minier de la France d'outre-mer a entrepris des recherches de galène.

Les voies de communications sont rares. Il existe une route carrossable entre Tsaratanàna, au Nord, et Manakana (au Sud d'Andriamena, sur la feuille Anjozorobe), mais elle n'est praticable que cinq à six mois sur douze.

Le Bureau minier a, d'autre part, ouvert quelques pistes dans la région de Betrandraka afin d'acheminer le gros matériel sur ses chantiers.

Trois terrains d'aviation ont été aménagés : Tsaratanàna, Andakana (près Betrandraka) et

N.B. — Du point de vue cartographique nous ne joignons à ce mémoire que quelques croquis et schémas à petite échelle. Les minutes géologiques, les cartes de position de batées, les cartes géologiques au 1/200 000, au 1/100 000 et au 1/40 000 qui ont servi de base à cette étude peuvent être consultées à la Bibliothèque du Service géologique de Madagascar ainsi que les carnets de routes, les fiches de détermination des concentrés et des lames minces.

Andriamena. Seul le premier permet l'atterrissage des appareils de type D.C.3 ou D.C.4 de la ligne régulière d'Air France Tananarive-Majunga.

Historique des travaux.

Nous ne donnerons ici que les études antérieures relatives à la feuille Andriamena. Pour les feuilles Anjozorobe et Maevatanàna, nous renvoyons aux ouvrages respectifs suivants : R. LAUTEL, 1953, « Etude géologique du socle cristallin de Madagascar à la latitude de Tamatave » et G. GUYONNAUD, 1951, « Etude géologique de la feuille Maevatanàna ».

Les études antérieures relatives à la feuille Andriamena comprennent d'abord des notes de BARON, 1889 et COLCANAP, 1910. Ensuite A. LACROIX 1921-1923 donne, dans sa Minéralogie de Madagascar, de nombreuses descriptions pétrographiques et déterminations minéralogiques. Il s'agissait d'échantillons et de minéraux que lui avaient envoyés diverses personnes et dont la localisation, malheureusement, n'est pas très précise. Puis des descriptions d'itinéraires et de gisements sont données par H. BESAIRIE, 1935 ; A. LENOBLE, 1935 ; R. LAUTEL, 1948 et J. GUIGUES, 1953, 1954. Divers levés systématiques y ont également été effectués en 1948 par R. KOENIG et en 1949 par O. ORLOFF. G. GUYONNAUD, en 1951, chargé d'établir la carte de reconnaissance, a mis en évidence la richesse de la région en roches basiques et le développement du faciès malgachitique présenté par diverses formations du socle.

Enfin, il faut citer les diverses notes et rapports inédits ou Bureau minier de la France d'outre-mer : O. ORLOFF, 1949 ; KOVENKO, 1952 ; J. Mc MATH, 1953 ; J. SPINDLER, 1954 ; D. ROBSON, 1954, 1955, 1956 ; R. DUDAN, 1956. Ces travaux ont trait à l'étude des gisements et indices de plomb de la région de Besakay ainsi qu'à leur cadre géologique et structural.

But de l'ouvrage.

Bien que n'ayant pas été chargé spécialement de l'étude des roches basiques et ultrabasiques, les levés géologiques au 1/200 000 et localement au

1/40 000, ainsi que les campagnes de prospection menées de front nous montrèrent leur importance, tant du point de vue pétrographique que du point de vue économique. De ce fait, il a paru intéressant de les détacher de leur contexte géologique et d'en faire une étude particulière. Nous ne ferons donc pas une monographie régionale. Nous nous contenterons de faire une description rapide des diverses formations au milieu desquelles ces roches basiques affleurent. Ce sera l'objet du premier chapitre.

Nous aborderons ensuite l'étude proprement dite des formations à caractère basique. Elles peuvent être divisées en trois grands groupes : les roches éruptives basiques et ultrabasiques qui, bien que reprises dans un cycle de métamorphisme général, ont conservé certains de leurs caractères primitifs ; les roches cristallophylliennes pyroxéniques et amphiboliques qui dérivent des précédentes du fait d'un métamorphisme plus intense ; enfin les roches éruptives basiques qui, contrairement aux premières, n'ont pas été affectées par un métamorphisme général. Les deux premiers groupes constituent un ensemble homogène caractérisé par une origine commune et affecté à des degrés divers par un métamorphisme qui y a développé les associations minérales caractéristiques de certaines zones d'isométamorphisme. Cet ensemble est bien individualisé par rapport aux divers systèmes ou groupes d'origine sédimentaire auxquels ils étaient primitivement rapportés. Il est apparu nécessaire de l'en séparer et nous en avons fait une série distincte dénommée : *Série métamorphique basique d'Andriamena*.

Nous étudierons le gisement et la cartographie des faciès de cette série avant d'en faire la description pétrographique, puis nous tenterons leur étude zonéographique. A cette série d'Andriamena, d'origine éruptive, peut être rapportée une minéralisation chromifère importante dont nous décrirons le mode de gisement et les caractères pétrographiques et chimiques. Viendra ensuite l'étude cartographique et pétrographique des roches éruptives basiques recoupantes, non métamorphisées. Nous essaierons finalement de replacer dans la stratigraphie et la géochronologie malgaches la série d'Andriamena d'une part et les roches éruptives basiques recoupantes d'autre part.

CHAPITRE PREMIER

LES ENSEMBLES GÉOLOGIQUES ET LES MINÉRALISATIONS DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA

Ce mémoire est destiné essentiellement à l'étude des roches basiques de la région d'Andriamena. Il convient néanmoins de dresser un rapide tableau d'ensemble des formations géologiques constituant le socle de cette région. Nous débordons parfois du cadre de la feuille au 1/200 000 Andriamena sur les feuilles au 1/200 000 Maevatanàna à l'Ouest et Anjozorobe au Sud afin de résoudre certains problèmes particuliers.

Les grands ensembles géologiques suivants peuvent être distingués : la série à graphite, la série basique métamorphique d'Andriamena, les quartzites à magnétite, les séries de migmatites, les roches éruptives acides et basiques recoupantes. Nous ne tenterons pas dans ce chapitre de replacer ces divers ensembles dans le cadre de la stratigraphie et de la géochronologie malgache. Les essais de corrélation en seront tentés dans un chapitre ultérieur (chap. X).

SÉRIE A GRAPHITE

Les levés géologiques effectués sur la feuille Andriamena ont permis de mettre en évidence la présence de nombreux bancs de gneiss et migmatites renfermant les minéraux caractéristiques suivants : grenat, sillimanite, cordiérite, graphite. Ils sont parfois associés à des gneiss à biotite seule. Ces derniers n'ont pas été trouvés fréquemment car ils sont facilement latéritisés et leur importance a, sans doute, été souvent sous-estimée. Ces formations alumineuses et graphiteuses affleurent particulièrement sur le flanc Est et le Centre-Nord du *Tampoketsa* du Kamoro, ainsi que sur les chaînes montagneuses de l'Andravainaho — Tsiafajavona (à l'est d'Andriamena) et de l'Ambatomboromaika (à l'ouest de Tsaratanàna). Ces formations présentent toujours une schistosité bien marquée. Elles sont plus ou moins migmatisées et à l'inverse des formations pyroxéno-amphiboliques, l'imprégnation quartzo-feldspathique s'est faite régulièrement et a donné le faciès embréchite ou diadysite. Ces gneiss ou migmatites forment des bancs réguliers pouvant atteindre 3 à 50 mètres de puissance. Outre ces

gneiss, on rencontre très fréquemment des quartzites renfermant les mêmes minéraux accessoires (grenat, sillimanite, graphite). Ces bancs de quartzites ne peuvent malheureusement pas servir de bancs-repères. Ils mesurent au maximum quelques centaines de mètres de longueur. Ils ne sont particulièrement abondants que sur le flanc oriental du *Tampoketsa* Kamoréen, près du village Ambodiketsa-Analavory.

Ces formations sont, sans aucun doute, d'anciennes roches sédimentaires : sédiments silico-alumineux avec niveaux arénacés et carbonés.

Du point de vue zonéographique, elles appartiennent, suivant la classification J. JUNG et M. ROQUES, 1952, d'une part à la base des gneiss inférieurs et d'autre part à la zone des gneiss ultra-inférieurs. Les principales associations minérales qui ont été relevées sont, en effet, les suivantes :

Gneiss inférieurs :

- Quartz (microcline), plagioclase, sillimanite, biotite, grenat ;
- Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, sillimanite, biotite, grenat ;

Gneiss ultra-inférieurs :

- Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, sillimanite, grenat ;
- Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, biotite, grenat.

Mais il n'a pas été possible d'en faire la répartition géographique précise, d'en établir les rapports structuraux exacts, d'autant qu'il s'agit d'un très vieux matériel qui a subi après sa mise en place l'action de nouveaux phénomènes métamorphiques et tectoniques qui en ont profondément modifié les caractères primitifs.

Dans la classification d'Eskola, les associations citées plus haut sont caractéristiques du faciès granulite. Ces formations sont identiques à celles décrites dans d'autres régions de Madagascar et qui ont servi à définir une série stratigraphique bien individualisée : le système du graphite. Etant donné la très grande analogie de faciès, nous rattacherons donc les formations à graphite de la feuille Andriamena à ce système du graphite. Sa présence

sur la feuille Andriamena nous permettra, par la suite, de replacer dans le cadre de la stratigraphie et de la géochronologie malgaches l'ensemble des formations géologiques qui la constituent. D'autre part, les faciès pétrographiques présentés par cette série à graphite nous serviront de bancs-repères pour l'interprétation zonéographique des formations basiques qui leur sont associées.

SÉRIE BASIQUE MÉTAMORPHIQUE D'ANDRIAMENA

La majeure partie du socle de la région d'Andriamena est représentée par un ensemble de roches basiques riches en pyroxène et amphibole. Elles constituent d'une part des zones bien individualisées mais elles se trouvent également en lentilles de tailles variées au sein des formations de la série à graphite ou au sein des zones migmatitiques. Les levers de terrain et les études pétrographiques ultérieures nous ont amené à individualiser cet ensemble pyroxéno-amphibolique sous le nom de *série basique métamorphique d'Andriamena*. Il existe bien à Madagascar d'autres séries basiques métamorphiques, mais nous verrons plus loin que la série d'Andriamena ne peut être rapportée à aucune d'entre elles.

On peut distinguer trois grandes catégories de roches constituant cette série : les *roches éruptives basiques et ultrabasiques résiduelles*, les *formations cristallophylliennes pyroxéno-amphiboliques*, les *schistes savonneux*. C'est l'étude de cette série d'Andriamena qui fera surtout l'objet de ce mémoire.

Roches éruptives basiques et ultrabasiques résiduelles.

Ce sont d'anciennes roches éruptives de composition dioritique, gabbroïque ou ultrabasique dont les caractères macroscopiques ou microscopiques primitifs ont été plus ou moins oblitérés par des phénomènes de cataclase et de recristallisation développés au cours d'un métamorphisme régional postérieur à leur mise en place.

Nous montrerons que ce complexe intrusif basique, qui se rencontre sur 100 kilomètres d'Ouest en Est et sur près de 200 kilomètres du Sud au Nord, a été soumis à un *métamorphisme général d'intensité décroissante d'Est en Ouest* : faciès granulite d'Eskola au centre de la feuille Andriamena, faciès amphibolite du même auteur sur la feuille Maevatanana. Ces roches éruptives « résiduelles » qui sont à opposer aux roches éruptives basiques recoupantes non métamorphisées, peuvent se rencontrer aussi bien dans les zones riches en formations silico-alumineuses et carbonées de la série à graphite que

dans les gneiss et migmatites pyroxéno-amphiboliques. Ces roches offrent un intérêt d'ordre économique car on peut leur associer la minéralisation chromifère répartie dans cette région sur plus de 300 kilomètres carrés.

Formations cristallophylliennes pyroxéno-amphiboliques.

Elles constituent la majeure partie des roches du socle de la feuille Andriamena. Il s'agit essentiellement de pyroxénites, d'amphibolites, de plagioclases (1) à pyroxène ou amphibole. Ces faciès plus ou moins mélanocrates sont emballés dans un ensemble gneisso-migmatitiques également à pyroxène et amphibole. Ils y forment des septums de taille et de forme variées. Les contacts entre migmatites régulièrement orientées et pyroxénites ou amphibolites massives sont le plus souvent discordants, la migmatisation venant buter contre ces roches mélanocrates.

Notre étude ultérieure fera ressortir les deux faits principaux suivants :

1^o Ces faciès doivent être considérés comme des termes très métamorphiques des roches éruptives basiques précédentes ;

2^o Elles sont antérieures à la migmatisation qui les a plus ou moins transformées et en a laissé subsister des enclaves de tailles et de formes variées.

Schistes savonneux.

Sous ce terme nous désignons tout un ensemble de roches ayant pour caractéristiques leur faible dureté (rayables au couteau) et leur toucher en général savonneux. Il s'agit, en outre, de roches présentant toutes le même mode de gisement et constituant une véritable « série » du point de vue génétique.

Ce sont des schistes à actinote, à trémolite, des chloritoschistes, des talcschistes. Il est difficile de trouver dans la littérature de langue française un terme désignant un ensemble de roches aussi varié, tandis que les auteurs anglo-saxons possèdent le terme très commode de soapstone (pierre à savon). Le terme de schistes savonneux nous a paru d'un emploi commode pour les désigner. Mais le mot schiste ne doit pas être pris dans le sens descriptif de roche orientée car, fréquemment, il s'agit de roches compactes où les minéraux ne sont pas disposés suivant des plans privilégiés, mais dans un sens

(1) *Plagioclase*. — Ce terme a été proposé par A. LACROIX (in *Bull. Soc. Fr. Minéral*, 1939, p. 239) pour désigner des roches métamorphiques à plagioclase sans quartz et l'opposer ainsi au terme de gneiss qui doit être réservé aux faciès à quartz. Dans sa minéralogie de Madagascar, 1921-1923, A. LACROIX utilisait le terme « gneiss plagioclase » (à amphibole, à pyroxène, etc.) pour désigner ces roches à plagioclase sans quartz.

plus général de roches constituées de minéraux phylliteux ou aciculaires. Les auteurs emploient, par exemple, assez fréquemment le terme de talcschistes bien que ces roches ne présentent la plupart du temps aucune schistosité. Dans le cas d'une roche composée essentiellement de talc et ne présentant pas d'orientation, A. LACROIX utilisait le terme de stéatite.

Ces schistes savonneux ont été rencontrés en assez grande abondance sur la feuille Andriamena. Ils se présentent, en général, sous forme de gisements lenticulaires pouvant atteindre deux cents mètres de long. Outre leur intérêt purement pétrographique, s'ajoute celui de renfermer localement des concentrations de chromite d'intérêt économique.

Les associations minérales de ces schistes savonneux les classent dans le faciès « schistes verts » d'Eskola. L'interprétation de ces faciès pose un problème du fait qu'on les rencontre dans des roches de « mineral faciès » très divers. Elles représentent, selon nous, des produits de transformation hydrothermale de roches ultrabasiques ou d'amphibolites dans des zones privilégiées, spécialement les zones broyées.

LES QUARTZITES A MAGNÉTITE

Intercalés au milieu des formations cristallophylliennes du système du graphite et de la série d'Andriamena, de nombreux bancs de quartzites à magnétite ont été relevés sur toute l'étendue de la feuille Andriamena. Outre la magnétite et le quartz, ils contiennent fréquemment les minéraux accessoires suivants : grenat, amphibole, pyroxène. Ils forment des bancs lenticulaires ayant souvent l'allure de véritables « filons », de faible puissance en général, mais pouvant néanmoins atteindre, dans certains cas, une centaine de mètres d'épaisseur et se suivre sur plusieurs centaines de mètres en direction. Ils n'occupent pas une position stratigraphique ou structurale privilégiée. Il a été admis jusqu'ici qu'ils résultaient du métamorphisme d'anciennes assises de grès ferrugineux et seraient donc à rapporter à la Série du Graphite. Mais nous les avons fréquemment trouvés associés à des roches d'origine éruptive, aux roches basiques de la Série d'Andriamena. Dans ce cas on peut donc concevoir leur présence comme liée au métamorphisme de roches éruptives basiques ou bien les considérer comme d'anciens filons mis en place au sein des vieux massifs gabbroïques. Il semble ainsi qu'il faille admettre une origine double : sédimentaire dans la série du graphite, éruptive dans la série d'Andriamena.

D'autres critères de distinction, à côté de celui du gisement, devraient être recherchés. La teneur en titane permettrait sans doute de confirmer cette

distinction. On sait en effet que les minerais de fer en gîte de ségrégation dans les massifs basiques sont en général titanifères. Un exemple en est fourni, sur la feuille Andriamena, par le filon de magnétite signalé à l'intérieur du massif de gabbro à olivine de Betafo-Ankaranando (chap. IX). La teneur en TiO_2 est de 17,08 p. 100.

En définitive, cette indétermination quant à leur origine certaine nous a amené à les traiter séparément bien qu'ils ne constituent pas à eux seuls une série autonome.

LES SÉRIES DE MIGMATITES

On est frappé en effectuant des levés géologiques détaillés comme ceux établis sur la feuille Betrandraka (1/40 000) de l'allure migmatitique de la plupart des affleurements offerts par les bedrocks rencontrés le long des torrents ou rivières. Cette caractéristique peut échapper au cours des levés au 1/200 000 car les itinéraires empruntent essentiellement les lignes de crête où les affleurements sont peu nombreux et se réduisent souvent à des éluvions de quartzites, d'amphibolites, de pyroxénites, de schistes savonneux. On peut donc observer sur les berges rocheuses des rivières diverses variétés de migmatites : migmatites granoïdes, anatexites, embréchites (lit par lit, ceillées), agmatites, épi-bolites, diadysites. Mais il n'a pas été possible d'en dégager une zonéographie car ces faciès sont déterminés, dans cette région, surtout par la nature de la roche-trame.

Dans les formations silico-alumineuses de la série à graphite, les migmatites présentent essentiellement le faciès embréchite, tandis que les formations à pyroxène et amphibole donnent les faciès agmatite et épi-bolite. Du point de vue cartographique ces distinctions établies d'après les faciès et la nature de la roche trame, n'ont pas été utilisées.

Nous avons été amené à distinguer d'une part : les migmatites à faciès malgachitique et d'autre part : les migmatites ne présentant pas ce faciès malgachitique. Les premières occupent le centre de la dépression comprise entre le *Tampoketsa* du Kamoro à l'Ouest, et la rivière Mahajamba à l'Est. La deuxième catégorie de migmatites constitue : d'une part, des amas lenticulaires de puissance variable au sein des formations de la série d'Andriamena ou de la série à graphite et d'autre part, les massifs montagneux qui bordent à l'Est la feuille Andriamena.

Cette distinction est fondée, en outre, sur l'âge respectif des métamorphismes auxquels elles sont liées. Mais ce problème sera étudié par la suite (chap. X).

MASSIFS ET FILONS GRANITIQUES

Au sein des diverses formations cristallophylliennes que nous venons de décrire rapidement, s'individualisent plusieurs massifs importants de granites ainsi que des filons de puissance variable, constitués de granite ou de syénite.

Nous avons d'abord les granites associés aux migmatites granitoïdes (type non malgachitique) de la bordure orientale de la feuille Andriamena (*chaîne des Maroaloy*). Ces granites n'ont pas de contours définis et sont difficilement distinguables de leurs migmatites associées.

A cheval sur les feuilles Ankazobe à l'Ouest et Anjozorobe à l'Est, affleure le massif granitique du *Vohambohitra*. Il est caractérisé par sa falaise de forme subcirculaire qui s'élève d'un seul jet à 600 — 700 mètres au-dessus de la rivière Betsiboka et de la plaine de Manakana. La partie centrale n'est pas plane, mais présente, vers l'Ouest, une zone déprimée, s'enfonçant de 200 à 300 mètres au-dessous des crêtes bordières. Cette zone déprimée correspond à des formations gneissiques et migmatitiques : gneiss et migmatites à biotite ou amphibole, amphibolites à hornblende ou trémolite, quartzites à magnétite. Quant aux crêtes, elles sont constituées par un granite monzonitique généralement à gros grains avec biotite, magnétite et orthite, cette dernière entourée d'auréoles rouges caractéristiques. La présence d'orthite et sa « structure à cloisons (biotite-plagioclase) et à quartz métasomatique en amas » (R. LAUTEL, 1953) l'apparentent aux granites métasomatiques de la région centrale de l'île. Mais il présente un gisement tout à fait particulier avec une structure annulaire en forme de « ring-dyke » granitique avec, au centre, des formations gneissiques.

Il faut citer aussi à côté de ces massifs importants associés aux migmatites ou bien individualisés qu'il existe une grande quantité de filons granitiques ou aplitiques qui sont, en général, concordants avec la schistosité des roches encaissantes, mais qui peuvent parfois la recouper. Certains s'alignent suivant des directions de fractures et ils présentent alors une structure cataclastique.

MASSIFS DE ROCHES ÉRUPTIVES BASIKES RECOUPANTS

Entre Tsaratanàna au Nord et Andriamena au Sud, deux massifs gabbroïques affleurent en coupant à l'emporte-pièce les formations cristallophylliennes de la série d'Andriamena. Ce sont les massifs de Betafo-Ankaranando et d'Ambolosikely. Enfin chevauchant les feuilles Maevatanàna à l'Ouest et Andriamena à l'Est, on rencontre les coulées basal-

tiques, d'âge crétacé, du *Tampoketsa* du Kamoro qui recouvrent les formations cristallophylliennes constituant le socle précambrien.

Le massif de Betafo-Ankaranando montre une structure tout à fait inhabituelle : la majorité en est constituée par un énorme noyau de gabbro à olivine ceinturé par des filons de syénite disposés en anneau.

Quant au massif d'Ambolosikely, il est constitué par un gabbro à olivine identique à celui de Betafo-Ankaranando mais il ne présente pas sa structure annulaire et, en outre, il renferme de nombreux septums de roches cristallophylliennes : trémolites, pyroxénites, migmatites. Les traces de cataclase y sont plus fréquentes également.

L'étude de ces deux massifs fera l'objet du chapitre IX.

LES SYÉNITES

A côté des massifs et filons de granites et des massifs gabbroïques, il faut signaler les nombreux filons de *syénites* qui affleurent à l'Est de Besakay, au Sud de Tsaratanàna et autour du massif gabbroïque de Betafo-Ankaranando. Nous traiterons les syénites associées à ce gabbro de Betafo dans le chapitre IX « Roches éruptives basiques recoupantes », mais nous allons traiter maintenant des premières.

Il s'agit de roches reconnaissables à leurs gros grains de perthite et à leur pauvreté habituelle en éléments ferromagnésiens. Leur couleur varie du rose au gris-verdâtre. Certaines présentent le faciès malgachitique. Elles se différencient des formations encaissantes migmatitiques à pyroxène et amphibole par leur texture grossièrement grenue, leur homogénéité et, bien entendu, par l'absence de quartz. Dans certains cas, ces filons sont cartographiables par lecture stéréoscopique des photographies aériennes car ils résistent beaucoup mieux à l'altération que les roches voisines. Ils constituent fréquemment des ressauts le long des lignes de crêtes. Dans ce filon, leur texture est en général orientée en bordure mais équante au centre. Leur contact avec les schistes cristallins, chaque fois qu'il fut possible de le voir, s'est montré généralement franc.

En lame mince, ces syénites présentent une composition et surtout une structure assez constantes. Les constituants sont : perthite abondante et très fraîche — microcline — augite aegyrienne, plus rarement diallage — biotite assez rare — résidu de plagioclases à myrmékite — zircon souvent abondant — apatite — minerais (magnétite très abondante dans certaines lames). La structure est à cloisons, parfois à résidus, et dans ce cas montre une tendance vers une structure engrenée à gros

cristaux de microcline perthitique. Parmi les filons granitiques et syénitiques relevés près du confluent Betsioky — Mahajamba à l'Ouest de Tsaratanàna, il faut citer un filon de *syénite néphélinique* dont la détermination d'âge absolu faite au Laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand par la méthode au zircon a donné 560 M.A.

STRUCTURE D'ENSEMBLE

Il convient ici de replacer dans leur cadre structural régional les formations du socle de la feuille Andriamena. Il est nécessaire pour cela de résumer les interprétations faites par G. Guyonnaud, 1951, et R. LAUTEL 1953, quant à l'agencement tectonique des divers ensembles qui constituent d'une part la feuille Maevatanàna et d'autre part les feuilles Ankazobe et Anjozorobe. Les principaux ensembles géologiques distingués par ces auteurs sont les suivants : groupe d'Andriba, groupe de Beforona, groupe de Maevatanàna, migmatites et granites. Stratigraphiquement le groupe de Maevatanàna (feuille Maevatanàna) et le groupe de Beforona (feuille Ankazobe et Anjozorobe) surmontent le groupe d'Andriba. Du point de vue structural ces groupes stratigraphiques se trouvent en position synclinale par rapport aux masses migmatito-granitiques qui occupent, elles, les voûtes anticlinales.

Nous avons adopté (P. GIRAUD, 1955), cette interprétation pour la feuille Andriamena. En particulier, nous avons admis que la « série pyroxéno-amphibolique » assimilée au groupe de Beforona occupait le cœur d'un vaste synclinorium qui prolongeait vers le Nord celui mis en évidence par R. LAUTEL sur la feuille Anjozorobe. Ce synclinorium est bordé par les massifs migmatito-granitiques du Beampody, des Maroaloy, du Tampoketsa de Beveromay à l'Est, des *Tampoketsa* d'Ankazobe et d'Andriba à l'Ouest. Cette interprétation doit être maintenue pour la série basique métamorphique d'Andriamena qui correspond à notre ancienne série pyroxéno-amphibolique de la feuille Andriamena, à une partie du groupe de Beforona des feuilles Ankazobe et Anjozorobe, et à une partie également de la série de Maevatanàna (bande orientale) de la feuille Maevatanàna. Les coupes de la planche 11 schématisent cette structure d'ensemble.

Dans le détail, ce vaste synclinorium occupé en majeure partie par les formations de la série basique d'Andriamena se décompose en une multitude de structures secondaires très difficiles à mettre en évidence en raison de la couverture d'argiles latéritiques qui empêche l'interprétation précise des photographies aériennes.

Seul le quart Nord-Ouest de la feuille au 1/200 000 Andriamena a fait l'objet d'une étude structurale détaillée au 1/40 000. Les résultats de cette étude sont commentés dans le chapitre suivant, au paragraphe 2.

De cette étude structurale, nous avons mis également en évidence différents systèmes de failles (P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. GIRAUDON, 1957). Un essai de classification chronologique de ces failles nous a conduit à considérer :

- des failles très anciennes, subcontemporaines du métamorphisme général. Le type en est donné par la faille de l'Ampitetika matérialisée par une faible épaisseur d'ultramylonites et mettant en contact un ensemble riche en bancs graphiteux orienté N20°E, avec un ensemble formé uniquement par les termes de la série basique d'Andriamena et orienté Est-Ouest.

- des failles type Ankisatra, Besakay, Ampijoroambe aussi bien concordantes que recoupantes et minéralisées en galène datée de 1820 MA.

- des failles postérieures à la mise en place du massif de gabbro de Betafo-Ankaranando, mise en place contemporaine du grand cycle de migmatisation et de granitisation éocambrien.

- une série de fractures et diaclases visibles sur les photographies aériennes et dont certaines sont responsables de l'effondrement de la plaine de la Mahajamba. Elles sont contemporaines ou légèrement postérieures à la mise en place des coulées basaltiques d'âge crétacé car certains filons de basalte du versant oriental du Tampoketsa Kamoréen sont mylonitiques.

MINÉRALISATIONS

Du point de vue minier, la région de Maevatanàna, Tsaratanàna, Andriamena était connue surtout par ses gisements aurifères essentiellement alluvionnaires et par ses pegmatites potassiques à béryl gemme. D'autres indices avaient été signalés : sur la feuille Maevatanàna, il s'agissait de rutile, manganèse, amiante et sur la feuille Andriamena, de plomb, zinc, cuivre, chromite, columbite, topaze.

Depuis quelques années déjà, le bureau minier de la France d'outre-mer a entrepris la reconnaissance de gisements plombifères au Sud-Est de Tsaratanàna et une prospection systématique dans cette région.

D'autre part, durant les campagnes 1954, 1955, 1956, nous avons été chargés, avec plusieurs aides-géologues et prospecteurs, d'effectuer, soit des prospections générales de reconnaissance (feuilles au 1/200 000 Andriamena et Maevatanàna P. GIRAUD, 1955, 1957), soit des prospections plus détaillées pour la recherche de gisements de chromite et de

pegmatites de la région d'Andriamena (P. GIRAUD, 1956) ou la recherche de filons à sulfures (Besakay) et de pegmatites à béryl et columbite (Berere) de la région de Tsaratanàna (P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. Gi R. GIRAUDON, 1957).

Bien qu'il ne se soit agi que d'une prospection directe (de surface) et indirecte (alluvionnaire), sans travaux miniers, on a pu délimiter des zones minéralisées, trouver l'origine d'indices alluvionnaires, mettre en évidence le mode de gisement de certains minerais et donner une idée de leur intérêt économique.

Nous donnerons ici un bref aperçu des diverses minéralisations mises en évidence tout en réservant l'étude de la minéralisation chromifère pour un chapitre ultérieur.

OR. — Feuille Maevatanàna.

L'or y a déjà fait l'objet de différentes études (H. BESAIRIE, 1928, 1948, 1949 ; A. LENOBLE, 1935 ; G. GUYONNAUD, 1951). Nous n'y reviendrons pas.

Feuille Andriamena.

L'or, il y a quelques années, y était exploité activement. Dans de nombreuses rivières, les orpailleurs travaillaient par lavage à la batée des sables noirs et graviers. D'autre part, quelques gîtes en place ont fait l'objet de grattages ou de travaux miniers. L'or se rencontre soit dans les alluvions récentes (flats et terrasses) dans lesquelles il est concentré de façon très irrégulière, soit dans des horizons éluvionnaires au milieu de la latérite, soit en place dans des filons de quartz hydrothermaux fréquemment associés à une minéralisation plombifère ou surtout cuprifère.

Aucune preuve péremptoire n'a été apportée à l'hypothèse souvent émise d'une imprégnation diffuse d'or dans certaines formations du socle en particulier les roches basiques et ultrabasiques. L'âge de cette minéralisation aurifère est difficilement déterminable. Nous pensons qu'il a dû y avoir deux métallogénies aurifères : l'une associée aux filons essentiellement plombifères de 1750-1850 MA ; l'autre associée aux filons essentiellement cuprifères dont certains recoupent les massifs gabroïques d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando que nous considérerons, par la suite, comme contemporains de la granitisation de 570 MA.

Plomb et cuivre.

Sur la feuille Maevatanàna, aucun gisement ou indice n'est à signaler. Sur la feuille Andriamena, nous avons affaire à plusieurs filons de quartz hydrothermaux renfermant les minéraux essentiels suivants : or, chalcopryrite, érubescite, malachite,

galène pyromorphite, blende. Pour les filons aurifères (interstratifiés ou recoupants) nous avons vu qu'ils présentaient également une certaine minéralisation cuprifère. Quant aux filons de galène, ils peuvent renfermer, en outre, soit de la blende, soit des minéraux cuprifères. Ces filons à sulfure se sont mis en place dans des zones de cisaillement concordantes avec la schistosité cristallophyllienne, ou bien dans des failles recoupantes. Ces accidents tectoniques sont matérialisés par des mylonites de puissance variable, mais ne sont que très rarement détectables par lecture stéréoscopique des photographies aériennes.

Nous citerons sans les décrire les gisements de Besakay, Ankisatra, Ambatomitsangana, Ambolosi-kely et les indices découverts en 1955 et 1956, tant par le bureau minier de la France d'outre-mer que par le Service Géologique. Nous avons donné précédemment leur description (P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. GIRAUDON, 1957).

Des mesures d'âge absolu ont été faites par le professeur HOUTERMANS par la méthode du plomb commun sur trois échantillons de galène. Les résultats sont les suivants :

Galène de Besakay : 1750 ± 70 MA ;
Galène d'Ankisatra : 1850 ± 50 MA ;
Galène d'Ambatomitsangana : 1890 ± 50 MA.

Nous reviendrons sur ces mesures géochronologiques dans le chapitre réservé à la situation stratigraphique de la série d'Andriamena, mais disons tout de suite que nous avons, d'une part, une *minéralisation essentiellement plombifère de 1830 MA* (moyenne des trois mesures) et, d'autre part, une *minéralisation essentiellement cuprifère à rapporter au cycle orogénique de 550/485 MA*.

Pégmatites.

Après les travaux du Commissariat de l'Energie Atomique (C.E.A., 1951 ; A. GANGLOFF, 1952), le Service géologique entreprit l'étude générale des pegmatites de Madagascar (J. GUIGUES, 1954, 1955). Nous fûmes chargés (P. GIRAUD, 1956) de l'étude du champ d'Ankazobe-Andriamena pour la partie située sur la rive droite de la Betsiboka.

Ce sont essentiellement des pegmatites potassiques à quartz, microcline, muscovite (ou biotite). Leur mode de gisement est très varié, mais les très gros amas comme ceux rencontrés dans notre région, à Berere ou à Ampandramaika-Malakialina, dans le centre de l'île, sont rares. De façon quasi générale, ce sont des lentilles à structures zonaires, soit concordantes, soit discordantes.

La zonéographie de ce champ n'a pas été faite, mais on peut distinguer les types suivants : pegmatites pauvres à biotite et magnétite ; pegmatites à biotite et niobotantalates uranifères (association

fréquente monazite-fergusonite) ; pegmatites à biotite et muscovite, béryl, columbite. Les types à biotite et minéraux uranifères correspondent aux phases les plus chaudes (B. et C. de FERSMAN).

Les pegmatites d'Andriamena-Ankazobe doivent être considérées comme des phénomènes tardifs de la migmatisation et de la granitisation qui ont donné, d'une part, les grands massifs migmatitiques qui encadrent le synclinal de la Betsiboka et, d'autre part, le massif granitique du Vohambohitra. De la sorte, bien que nous ne possédions aucune mesure d'âge dans cette région, nous pouvons, en première approximation, leur fixer un âge voisin de 485 MA.

Manganèse.

Le seul gisement connu est celui situé sur la feuille Maevatanàna (dans la région de Mahamavo), signalé par G. GUYONNAUD, 1951, et qui a fait l'objet de quelques travaux de la part du Bureau minier de la France d'outre-mer. Son étude fut reprise par M. PROU (Rapport mensuel Service Géologique, sept. 1957). Il s'agit de veines d'un mélange de pyrolusite (ou acerdèse) et de psilomélane, d'épaisseur variant entre 3 et 70 centimètres, de longueur variant de 10 à 50 mètres. La hauteur peut être estimée à un ordre de grandeur de 5 à 10 mètres. Ces veines ou filons où l'on note la fréquence du quartz en inclusions dans le minerai sont alignés suivant une direction commune (N45°E) recoupant la schistosité des roches encaissantes. Cette direction correspond à celle de certaines fractures de la région.

A la différence des autres gisements de manganèse signalés dans le reste de l'île (J. BOULANGER, 1956) ils ne sont pas d'origine métamorphique, mais ils sont encaissés dans la même série stratigraphique : le système du graphite.

Rutile.

Mis à part les nombreux indices alluvionnaires signalés dans les concentrés de batées, le seul gisement de rutile se trouve à Kamolandy, sur la feuille Maevatanàna. Il a fait l'objet des études de J. GUIGUES, 1953, 1954, 1955, P. MAIGRE, 1955. Il s'agit de filons verticaux de 50 centimètres de puissance, non zonés, composés essentiellement de quartz et de plagioclase. Le rutile se trouve en gros éléments et en poches dans le feldspath ou le quartz. D'après J. GUIGUES, ils s'agit d'un type de pegmatite de lignée hybride : le rutile se trouverait dans la phase hydrothermale de pegmatites qui ont été contaminées par les gneiss encaissants, eux-mêmes à rutile.

Magnétite-Ilménite.

Interstratifiés dans les formations à graphite ou à pyroxène et amphibole, on rencontre en abondance des bancs de quartzites à magnétite. Parfois on a affaire à de véritables magnétitites. Il semble, dans certains cas, mais aucune analyse n'a été faite, que cette magnétite soit titanifère.

L'ilménite, elle, a été rencontrée dans tous les concentrés de batées recueillis spécialement sur la feuille Andriamena. Elle provient de la désagrégation des roches basiques : pyroxénites, amphibolites, vieux gabbros.

Amiante.

De nombreux gisements sont à signaler, spécialement sur la feuille Maevatanàna où ils furent l'objet d'études de la part de G. GUYONNAUD, 1951, et de F. VAN LEEMPOEL, 1957. Il s'agit d'une amiante d'amphibole du groupe trémolite-actinote, en petits amas ou veines, au milieu de lentilles amphiboliques à trémolite-actinote et à chlorite. Les fibres sont, en général, cassantes, parfois pierreuses. Elles donnent au broyage de très courtes fibres millimétriques et des poudres. Il semble que l'on se trouve toujours dans une zone où la transformation des amphiboles en amiante n'est pas complètement achevée.

Le développement de cette minéralisation est à rapporter à une transformation de caractère hydrothermal et en relation fréquente avec des systèmes de fractures affectant les lentilles de roches magnésiennes dont nous tenterons de connaître l'origine dans le chapitre intitulé « Les schistes savonneux ».

Chromite.

La minéralisation chromifère qui intéresse une grande partie de la région étudiée sera traitée dans un chapitre spécial car elle est intimement liée aux roches basiques de la série d'Andriamena.

EXPOSÉ DES PROBLÈMES

Après avoir brossé un rapide tableau des différentes unités géologiques qui constituent le socle de la région d'Andriamena et énuméré les minéralisations rencontrées sur les feuilles Maevatanàna et Andriamena il convient d'exposer brièvement les problèmes que posent, d'une part, l'existence des différentes variétés de roches basiques mises en

évidence et, d'autre part, la présence d'une importante minéralisation chromifère.

1. Série métamorphique basique d'Andriamena.

L'étude du gisement et de la cartographie des différentes formations basiques qui constituent la série d'Andriamena permettront d'abord de préciser leur importance, leur *distribution géographique*, ainsi que *leurs rapports structuraux* avec les autres ensembles géologiques.

Les descriptions pétrographiques détaillées et les quelques analyses dont nous disposons nous permettront de préciser ensuite : *l'origine* de cette série basique, en particulier celle des schistes savonneux et la *zonéographie* des divers faciès pétrographiques rencontrés.

Il conviendra alors de replacer cette série d'Andriamena dans *le cadre de la stratigraphie et de la géochronologie de Madagascar*.

2. Minéralisation chromifère.

Cette minéralisation est en relation avec la série des schistes savonneux de la série d'Andriamena. *L'origine* de la minéralisation chromifère sera discutée en utilisant les données de terrain et les caractères minéralogiques, pétrographiques et chimiques du minerai.

3. Massifs de roches basiques recoupantes.

La présence des massifs gabbroïques de Betafo et d'Ambolosikely à contours francs et indemnes de toute trace de métamorphisme pose le problème de *leurs relations exactes avec la série d'Andriamena et de l'âge de leur mise en place*. D'autre part, l'association étrange gabbro-syénite présentée par le massif de Betafo sera discutée du point de vue génétique.

CHAPITRE II

GISEMENT ET CARTOGRAPHIE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Avant d'aborder l'étude pétrographique de la série d'Andriamena, il convient de décrire le mode de gisement des diverses formations qui la constituent, à savoir : *roches éruptives basiques et ultrabasiqes résiduelles, ensemble cristallophyllien à pyroxène et amphibole, schistes savonneux*. Leur cartographie détaillée n'a pu être faite aux échelles auxquelles nous avons travaillé : 1/200 000 et localement 1/40 000, d'autant que la lecture stéréoscopique des photographies aériennes n'est d'aucune utilité quant à l'interprétation structurale du socle, en raison de l'épaisse couverture latéritique.

CARTOGRAPHIE ET GIEMENT DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES

Sur l'esquisse au 1/500 000 jointe à ce mémoire, sont représentés plusieurs massifs de forme lenticulaire classés sous la rubrique « Gabbros — Orthopyroxénites — Orthoamphibolites », car il ne nous a pas été possible de faire une cartographie précise de ces différentes formations même aux plus grandes échelles auxquelles nous avons travaillé (1/200 000 ou 1/40 000).

Ces différents faciès sont en effet étroitement associés, imbriqués les uns dans les autres et la latérisation intense affecte toute cette région, oblitère les contacts et ne permet pas de tracer des contours précis. Nous n'avons pas pu trouver un massif montrant les différents stades de passage d'un gabbro franc à son cortège d'orthopyroxénites et d'orthoamphibolites et il ne nous est pas possible de dire l'importance relative exacte des roches présentant encore les caractères de roches éruptives basiques par rapport à leurs produits de transformation.

Du point de vue gisement, nous avons affaire à de gros amas de forme lenticulaire pouvant atteindre de 5 à 10 kilomètres de long (massif d'Andilambe, Antanambao, d'Andriampotsy, de Belavenona, dans la moitié orientale de la feuille Maevatanana ; massifs au Sud de Mahabe, à l'Ouest et au Sud de Telomita, dans le quart Sud-Ouest de la feuille Andriamena).

Mais ces massifs n'ont vraisemblablement pas cette forme lenticulaire idéale. Ils doivent se décomposer, en fait, en un chapelet de lentilles. En effet, ces massifs n'ont pas été seulement « étirés » mais également tronçonnés sous les effets des tensions contemporaines du métamorphisme général postérieur à leur mise en place.

À côté de ces gros massifs, existent des amas de forme lenticulaire ou non, ainsi que des filons encaissés aussi bien dans l'ensemble gneissomigmatitique à graphite que dans celui à pyroxène et amphibole. Les massifs gabbroïques ont été, en effet, accompagnés d'un cortège de sills et de filons basiques. Les sills ont conservé, bien entendu, leur caractère interstratifié. Les filons, eux, bien que repris dans un cycle métamorphique peuvent encore se présenter comme recoupants par rapport aux schistes cristallins encaissants, mais ils présentent souvent une certaine orientation. Un bel exemple en est fourni par un bed rock de la rivière Bemavo, représenté sur la figure 1 de la planche 1. La structure de la roche constituant ce filon est donnée par la photo n° 5 de la planche 17. La figure 1 de la planche 5 montre également un filon de gabbro dont les épontes sont, dans ce cas, grossièrement parallèles à la schistosité des migmatites à amphibole encaissantes. Il s'agit d'un gabbro à structure ophitique comme le montre la photo 1 de la planche 17.

À côté des massifs, sills, filons de gabbros, on rencontre également des pyroxénolites dont certaines sont constituées uniquement par un pyroxène orthorhombique. Ces roches ne semblent pas constituer de massifs importants, sauf peut-être dans le quart Sud-Est de la feuille Maevatanana où G. GUYNNAUD, 1951, en a individualisé deux : l'un au sud de Londokomanana, l'autre à 5 kilomètres à l'est du village Ambatomainty. Pour notre part, nous n'avons rencontré que des blocs éluviaux à la surface de la latérite ou au fond de thalwegs. Le seul gisement en place est celui représenté par la figure 1 de la planche 4. Il s'agit de trois « bancs » ou « filons » de pyroxénolite (uniquement constituée d'un orthopyroxène présentant un début d'ouratilisatlon). Ces trois bancs font saillie dans une roche jaunâtre très altérée, une trémolite. Un contact franc, brutal, mais concordant, sépare cet ensemble d'une pyroxénite à grain fin.

Il ne s'agit pas, bien entendu, d'une stratification d'origine sédimentaire. Ce litage peut s'expliquer à notre avis de deux façons différentes :

1^o Les « bancs » de pyroxénolites seraient les produits d'une *différenciation magmatique*, au sein d'un massif gabbroïque, en relation avec une zone de tension et les trémolitites résulteraient d'une altération hydrothermale postmagmatique de la pyroxénolite. L'ensemble aurait été repris, après sa mise en place, dans le métamorphisme général qui aurait transformé le gabbro en orthopyroxénite et produit le début d'ouralitisé des orthopyroxènes de la pyroxénolite.

2^o Ce litage régulier orthopyroxénite-trémolitite-pyroxénolite serait dû à une *différenciation métamorphique*. Les pyroxénolites seraient les produits d'une métasomatose magnésienne effectuée dans une zone de cisaillement affectant le massif de gabbro au cours de son métamorphisme. Les trémolitites associées résulteraient, elles, de l'altération hydrothermale de ces pyroxénolites produite également durant le métamorphisme général. En dehors de cette zone de cisaillement « perméable » à cette double métasomatose magnésienne et hydrothermale, le gabbro se serait transformé en orthopyroxénite.

A la vue d'un simple affleurement de cette sorte, il est évidemment difficile de se prononcer avec certitude sur un tel problème génétique. Dans l'état actuel de nos connaissances de ces faciès particuliers de la série d'Andriamena, nous pensons devoir adopter la première hypothèse en faisant remarquer que si dans ce cas précis, la formation des trémolitites peut être attribuée avec assez de vraisemblance à une altération hydrothermale postmagmatique, nous verrons que tous les autres schistes savonneux de la série d'Andriamena étudiés proviennent d'une métasomatose hydrothermale de roches ultrabasiques ou d'amphibolites produite au cours du métamorphisme général.

Comme autres faciès particuliers, signalons les hornblendites dont nous n'avons pas pu observer le mode de gisement. Le problème de leur origine se pose de la même façon que pour les pyroxénolites. Ces hornblendites sont constituées par une hornblende brune analogue à celle que nous avons vu se développer dans certaines pyroxénites aux dépens des clino ou orthopyroxènes et que l'on doit donc considérer comme secondaire. Ces hornblendites ne doivent pas être confondues avec les amphibolites à cristaux géants de hornblende verte que l'on rencontre fréquemment dans les pyroxénites ou les amphibolites au contact de filons granitiques et pegmatitiques ou dans des diaclases et fractures.

Il convient de parler ici du massif de gabbro ou plus exactement des petits corps dioritiques d'Antanimbary situés à 28 kilomètres au Sud de Maevatanàna. Ils présentent un mode de gisement particulier et, d'autre part, comme nous le verrons ultérieu-

rement (chap. III), des faciès pétrographiques différents de ceux des massifs gabbroïques de la région Est de la feuille Maevatanàna et de la région d'Andriamena-Tsaratanàna. Bien que leur cartographie détaillée n'ait pu être faite, nous en donnons une esquisse au 1/50 000 (planche 7). Les roches encaissantes sont représentées par des gneiss à pyroxène, à amphibole, des amphibolites, des quartzites à magnétite, des schistes savonneux, des migmatites. D'après G. GUYONNAUD, 1951, la majorité de ces formations paraît dériver d'une série sédimentaire.

Dans cet ensemble essentiellement gneissique plus ou moins migmatisé apparaissent donc, sans que malheureusement, les contacts soient visibles, des diorites à amphibole et épidote, ainsi que des lentilles ou filons de chloritoschiste à fer chromé. Ici il nous a semblé que ces massifs étaient concordants par rapport aux gneiss et roches associés, mais qu'une migmatisation postérieure, différente de celle de la région d'Andriamena avait développé une nouvelle schistosité pouvant venir recouper les contacts diorite-gneiss à pyroxène et amphibole. A l'appui de cette hypothèse, on peut observer que ces diorites présentent une nette orientation, une allure litée. La direction de leur foliation, en certains endroits, est perpendiculaire aux contacts diorite-migmatite. L'abondance de l'épidote prouve également que ces diorites ont été soumises aux conditions physico-chimiques d'une zone de métamorphisme supérieure.

Nous pensons que ces « veines » basiques sont contemporaines des gabbros et diorites de la région orientale de la feuille Maevatanàna et de la région d'Andriamena-Tsaratanàna. Il est intéressant, en effet, de noter qu'ils renferment également une minéralisation chromifère (filons de chloritoschiste à fer chromé). Le faciès particulier présenté par ces diorites d'Antanimbary est dû au fait qu'elles ont été reprises après leur mise en place dans une zone de métamorphisme moins intense que celle dans laquelle ont été placés gabbros et diorites de la région d'Andriamena (voir chapitre Zonéographie).

GISEMENT ET CARTOGRAPHIE DE FORMATIONS PYROXENO-AMPHIBOLIQUES

Les roches basiques de la série d'Andriamena présentant encore les caractères macroscopiques et microscopiques de roches éruptives sont nettement moins abondantes que leurs produits de transformation métamorphiques. Ce sont les pyroxénites, les amphibolites, les plagioclasites à pyroxène ou amphibole, les gneiss et migmatites à pyroxène ou amphibole qui constituent l'essentiel de la série d'Andriamena.

Le gisement de ces divers faciès est donc déterminé d'une part par leur origine et d'autre part par l'importance des transformations subies au cours de leur métamorphisme et de leur migmatisation.

1. Gisement.

Les faciès basiques présentent un gisement analogue à celui des roches éruptives dont ils dérivent : massifs, sills, filons. Mais ce gisement primitif a été oblitéré par les phénomènes de tension contemporains du métamorphisme régional. Les massifs prennent une forme lenticulaire et peuvent avoir été tronçonnés en donnant un chapelet de lentilles. Ces lentilles arriveront même à présenter un gisement d'ensemble concordant avec les schistes cristallins encaissants.

Les sills ont conservé, bien entendu, leur caractère concordant, mais ils peuvent avoir été fracturés, déplacés, les fractures étant alors fréquemment remplies par un matériel pegmatitique.

Les filons gardent leur allure recoupante mais leurs épontes peuvent devenir localement parallèles à la schistosité des formations encaissantes.

A côté de ces phénomènes de tension, de rupture, le métamorphisme régional s'est accompagné d'une migration et d'un apport de matériaux, phénomènes surtout évidents dans le cas de la migmatisation. Les roches basiques ne se rencontreront plus alors qu'à l'état d'enclaves, de tailles et de formes variées. Ces enclaves peuvent avoir l'allure de bancs, de « schlieren », de lentilles, de loupes, de blocs anguleux au sein des migmatites (voir figures 1 à 5 des planches 1 à 5).

Certains bancs de pyroxénites au milieu des gneiss ou des migmatites à graphite peuvent faire penser à d'anciennes assises sédimentaires calco-magnésiennes interstratifiées dans des niveaux silico-alumineux plus ou moins carbonés. Pour nous, ce sont d'anciens filons concordants de roches basiques, car au microscope leur structure, leur composition minéralogique ne diffèrent en rien de celles de filons franchement recoupants. Dans certains cas, il est vrai, il peut s'agir de concentrations d'éléments « mafiques » produites au cours du métamorphisme général. Mais cela n'empêche pas d'affirmer que le matériel originel était une roche éruptive basique.

Les « schlieren », petits bancs riches en minéraux ferromagnésiens alternant avec les bancs quartzofeldspathiques dans les migmatites posent le même problème quant à leur origine. Mais, fréquemment, nous avons constaté que le nombre et la proportion de ces « schlieren », de ces bancs sombres, augmentaient à l'approche de massifs d'orthopyroxénites non « digérés » par la migmatisation.

Ce sont les lentilles que nous avons rencontrées le plus abondamment. Leurs dimensions sont variables. Elles peuvent atteindre, sans parler des massifs

proprement dits, plusieurs dizaines de mètres de long sur une dizaine de mètres de puissance. Elles peuvent être allongées parallèlement à la schistosité des roches encaissantes comme elles peuvent leur être plus ou moins recoupantes.

Nous entendrons par « loupes » des amas de forme subcirculaire et de dimension réduite d'ordre décimétrique). On les rencontre en association avec les lentilles.

Enfin, quand les migmatites prennent un faciès magmatique, les enclaves ont une allure de blocs à contours anguleux. A l'exception des faciès gneissiques et migmatitiques, toutes les roches de la série pyroxéno-amphibolique ne présentent que rarement une texture orientée sauf dans les zones mylonitiques, le long des failles et des fractures. On observe fréquemment dans les diachlases affectant les pyroxénites ou les amphibolites, des recristallisations de pyroxène ou d'amphibole en cristaux de taille centimétrique.

Dans certains cas, comme dans la rivière Ambavaniakondro, affluent droit du Kamorokely, on a l'impression d'un véritable remplissage de faille par de l'amphibole. Il s'agit vraisemblablement de fractures s'étant produites au cours du métamorphisme ; les éléments ferromagnésiens se sont alors concentrés dans ces zones de faiblesse, en donnant une amphibolite d'allure filonienne de quelques décimètres de puissance et se suivant sur plusieurs dizaines de mètres en direction.

2. Cartographie.

Quant à la cartographie des divers faciès de la série d'Andriamena, elle est très délicate en raison de la complexité structurale, de l'absence de niveaux-repères et, bien entendu, de la latéritisation qui les a affectés comme les autres formations du socle.

Sur la feuille Andriamena, il ne nous a même pas été possible de distinguer les zones migmatitiques des zones uniquement gneissiques et nous les avons groupées sous le terme général d'ensemble gneisso-migmatitique à pyroxène et amphibole.

Pour bien situer ce problème de cartographie, nous allons étudier avec un peu plus de détail la feuille Betrandraka (quart Nord-Ouest de la feuille Andriamena) dont le schéma au 1/260 000 est donné planche 8. Nous donnons également quelques coupes à la planche 11.

Sur cette esquisse au 1/260 000 deux ensembles de schistes cristallins seulement ont été distingués :

- série gneisso-migmatitique à graphite ;
- série basique d'Andriamena.

Même au 1/40 000, nous n'avons pas pu faire une cartographie plus détaillée, séparer les ectinites des migmatites, les amphibolites des pyroxénites, etc. Seuls quelques massifs d'ortho-gneiss ont été individualisés. Ces massifs d'ortho-amphibolites, ortho-

pyroxénites n'occupent pas une position stratigraphique ou structurale privilégiée. Ils ne représentent, en outre, qu'une faible partie des affleurements de roches basiques, mais comme le montrent les photos et les croquis, bancs, filons, lentilles ne sont pas assez puissants et assez continus pour pouvoir être cartographiés.

La structure présentée par l'ensemble cristallophyllien est la suivante : trois grands anticlinaux peuvent être distingués d'Ouest en Est : celui dont l'axe partant du bassin du Kamoro présente d'abord une direction N20°E puis s'infléchissant vers N60°E, s'enneie près de la Mahajamba (Anticlinal de l'Ampijoroambe) ; les deux autres qui sont grossièrement Nord-Sud, parallèles entre eux et séparés par une gouttière synclinale faillée et dont les axes passent respectivement l'un entre les rivières Bemavo et Betrandraka (anticlinal du Manongarivo) et l'autre un peu à l'Ouest de la rivière Bemavo (anticlinal d'Andranohorona).

Au Nord de l'anticlinal de l'Ampijoroambe on trouve le synclinorium Ampitetika-Amboromahailala. Entre l'anticlinal de l'Ampijoroambe et celui de Manongarivo se trouve le synclinal de la Bemavo. Quant à la bordure Est de la feuille Betrandraka on y rencontre un synclinal pincé d'abord Nord-Sud jusqu'à la hauteur du village Betafo, puis s'infléchissant vers le Nord-Ouest à proximité de Tsaratanàna. Il faut noter que les massifs gabbroïques recoupants d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando que nous étudierons par la suite sont situés à la jonction des synclinaux de la Bemavo et de Betrandraka et sur la terminaison périnclinale Nord de l'Anticlinal de l'Andranohorona.

Sur la feuille Betrandraka, comme d'ailleurs sur le reste de la feuille Andriamena, le complexe gneisso-migmatitique à pyroxène et amphibole a une aire de répartition beaucoup plus étendue que les formations à graphite. Les couches à graphite, sillimanite, cordiérite, grenat, n'apparaissent qu'à l'état d'enclaves plus ou moins étendues. Avant d'aborder l'étude des relations stratigraphiques de ces deux ensembles, il convient de présenter la façon dont leurs rapports structuraux nous sont apparus sur le terrain.

Dans le bassin de la rivière Ampitetika, ces formations renfermant des bancs graphiteux (gneiss et migmatites) orientés en gros N20°E, viennent buter brutalement sur des formations uniquement pyroxéno-amphiboliques orientées Est-Ouest. Ce contact se fait par une faille matérialisée par des ultramylonites, de faible épaisseur d'ailleurs, qui est orientée N55°O. Quelques bancs graphiteux se retrouvent bien au Nord de cette faille, mais ils gardent la direction du compartiment Sud et ils sont parallèles à une autre faille orientée N15°E. On doit les considérer comme des panneaux du

compartiment Sud, décrochés et coincés par un jeu de failles dans le compartiment Nord.

Les rapports structuraux des deux ensembles peuvent être observés également le long de la rivière Bemavo (coupe 5 de la planche 11).

En partant du village Besakay, où passe l'axe du synclinal de la Bemavo, on rencontre d'abord des migmatites présentant parfois le faciès malgachitique avec septums de pyroxénites et d'amphibolites. Leur pendage est régulièrement vers le Nord de l'ordre de 60 à 80°. Puis, à hauteur du village Ankisatra, les bancs de gneiss ou de migmatites à graphite, sillimanite, cordiérite, font leur apparition avec toujours le même pendage Nord. On rencontre ainsi cette alternance de bancs à graphite avec filons, lentilles, enclaves de pyroxénites sur 5 kilomètres environ. A ce moment, au Sud du village Ambatovaky, les pendages changent : de Nord ils deviennent Sud et on passe aux migmatites sans graphite à septums pyroxéno-amphiboliques seuls.

Ainsi dans cette région, les formations à graphite occupent, sans conteste possible, une position anticlinale. Mais les rapports des deux ensembles ne sont pas toujours aussi évidents que ceux décrits dans le bassin de la rivière Ampitetika et le long de la rivière Bemavo. Il existe d'autres zones à contours plus ou moins lenticulaires où les formations à graphite prédominent sur le complexe pyroxéno-amphibolique mais leur position n'a pu être précisée (rivière Antsahalavabe, flanc Est du *Tampoketsa* du Kamoro, près d'Analavory, montagne de l'Andranohorona). On peut considérer ces zones étroites, pincées dans les flancs ou terminaisons périnclinales de plis isoclinaux, comme des enclaves, de simples lambeaux.

En 1954, dans le quart Sud-Ouest de la feuille Andriamena, nous avons également individualisé une vaste zone de forme lenticulaire, riche en gneiss et migmatites à graphite, sillimanite et grenat (Montagnes d'Andravainafa et d'Ambatomboromaika). Il semble que cet ensemble soit grossièrement en position anticlinale mais une épaisse zone mylonitique la borde à l'Ouest (visible à mi-hauteur de la falaise qui domine Andriamena) et rend délicate l'interprétation de sa position exacte.

Sur la feuille Maevatanàna, enfin, G. GUYONNAUD, 1951, n'avait pas individualisé de série métamorphique basique d'origine éruptive analogue à celle d'Andriamena. Il n'avait distingué dans les schistes cristallins que deux séries stratigraphiques, celle d'Andriba à la base et celle de Maevatanàna au sommet. Tout au plus, la zone moyenne de Maevatanàna (gneiss à amphibole, quartzites à magnétite, amphibolites à hornblende) était-elle caractérisée par l'abondance des vieux massifs de roches éruptives basiques (gabbros, pyroxénolites). Or, l'étude photogéologique de cette feuille a été reprise par L. LAUTEL, 1958. Les cartes ainsi établies, non

encore publiées, nous ont été aimablement communiquées. Elles font ressortir, comme le montre la carte au 1/500 000 de la planche 12, le prolongement de la série d'Andriamena dans la moitié orientale de la feuille Maevatanàna. Il s'agit, là, de très nombreux massifs basiques dont le mode d'érosion est tout à fait particulier et très différent de celui présenté par la série du graphite, la série de Maevatanàna ou les massifs de migmatites et de granites.

CARTOGRAPHIE ET GISEMENT DES SCHISTES SAVONNEUX

Sur les feuilles Maevatanàna et Andriamena, les affleurements de trémolites, actinotites, chloritoschistes, talcschistes, sont nombreux. Mais ils ne forment jamais d'unités très importantes et, même à l'échelle au 1/40 000, nous ne les avons représentés que par un simple signe conventionnel linéaire, sans pouvoir en tracer leurs contours et en indiquer leur importance. Le plus souvent, en effet, il ne s'agissait que de blocs éluviaux épars sur la latérite. Il est à noter qu'ils résistent très bien à l'altération, beaucoup mieux que les roches voisines et il ne faut pas en surestimer l'importance.

Leur origine sera discutée ultérieurement. Mais nous pouvons déjà dire qu'ils représentent des faciès particuliers de la série basique métamorphique d'Andriamena et que leur origine est « ortho ». En effet, la densité de leurs affleurements est forte à l'intérieur ou sur le pourtour des masses gabbroïques plus ou moins transformées. En outre dans de nombreux amas de trémolites et talcschistes, il a été noté la présence de pyroxénolites résiduelles. Enfin, ils renferment localement des concentrations importantes de chromite, minerai typiquement associé aux roches éruptives ultrabasiques.

Ils ne se rencontrent pas de préférence dans une série lithologique ou une zone de métamorphisme donnée. Nous en avons noté aussi bien dans la série de Maevatanàna associés aux amphibolites, gneiss à amphibole, quartzites à magnétite, que dans les charnockites et migmatites à faciès malgachitique ou que dans les migmatites « récentes ». Nous en avons même relevé à l'intérieur des zones où les formations à graphite sont abondantes, mais nous n'en avons jamais vu, néanmoins, « associés » à des gneiss à graphite, sillimanite, cordiérite.

Nous pouvons déjà dire, de la sorte, que ces schistes savonneux ne constituent pas un niveau-repère et ne représentent pas un faciès pétrographique dans une zone supérieure de métamorphisme.

Bien que dans la majorité des cas, nous n'ayons pas trouvé ces divers faciès « en place », nous avons pu en

observer néanmoins quelques-uns en particulier sur les bed-rocks, le long des rivières.

Il s'agit alors de bancs, de lentilles et de masses sans forme bien définie.

Le « banc » le plus important, suivi avec quelques interruptions toutefois sur 2,500 km, a été rencontré sur la feuille Maevatanàna, à 11 kilomètres au Sud-Est de cette ville. Il s'agit d'un schiste à trémolite et chlorite, associé à des quartzites à magnétite et passant à son extrémité Sud à une amphibolite feldspathique à biotite et sphène. Un autre exemple est fourni par un bed-rock de la rivière Ampitetika (photo 1 de la planche 15) où l'on voit un banc d'amphibolite à trémolite de 30 à 50 centimètres de puissance et de 5 mètres de long inclus dans des migmatites à amphibole (type épibolite). Ce banc basique est, dans l'ensemble, parallèle à la schistosité des migmatites, mais dans le détail, les bandes quartzo-feldspathiques se rebroussement près du contact et lui deviennent obliques. On n'a pas le sentiment d'une véritable interstratification. Ce caractère plus ou moins recoupant peut être primaire, antérieur à la migmatitisation. Mais il est plus vraisemblable de penser que ce septum basique a été réfractaire à l'imprégnation quartzo-feldspathique. Nous discuterons ce problème par la suite.

On trouve également à côté de ces « bancs » grossièrement interstratifiés, des masses beaucoup plus importantes dont les contours ne peuvent guère être délimités et dont on ne peut préciser la nature exacte des roches encaissantes, en raison de la couverture latéritique. Ces gisements en « amas » peuvent se voir au fond de *lavakas* (1), cicatrices d'arrachement dans la latérite. Une série de trois *lavakas* parallèles situés sur la feuille Anjozorobe à 3 kilomètres à l'Est du village d'Antsatrana, montrent leurs parois constituées par un complexe de trémolites verdâtres ou blanchâtres (plus ou moins riches en talc et chlorite) dans lesquelles affleurent trois petites loupes de chromite à talc et chlorite. La surface de cet affleurement peut être estimée à environ 500 mètres carrés. Sa forme doit être grossièrement circulaire avec peut-être un allongement suivant N45°O. Dans les alluvions des ruisseaux drainant ces trois *lavakas*, nous avons trouvé, outre trémolites, talcschistes et chromites, quelques rares galets de pyroxénolite. Au sein de ces trémolites on voit des petits filonnets granitiques et pegmatitiques de faible puissance et de formes très variées.

Une autre masse importante de schistes savonneux a été trouvée également sur la feuille Anjozorobe (feuille 1/100 000 Ambolitrano à 4,700 km

(1) Un *lavaka* est le nom local d'un arrachement, au flanc d'une colline, de la couverture latéritique épaisse de 5 à 30 mètres, par un phénomène d'érosion accélérée.

au S.S.O. de ce village, le long de la rivière Antsahalava. Elle renferme un banc de chromitite dont nous reparlerons ultérieurement (chap. VII). Des trémolites verdâtres à blanchâtres, associées à des talcschistes blancs à mouches de chromite et des bancs et lentilles de chromite affleurent dans un ravin et sur ses parois. Ces formations couvrent une superficie d'environ un hectare. Les roches avoisinantes sont constituées par des migmatites à très nombreux septums de pyroxénites et d'amphibolites. A l'intérieur de cet ensemble trémolite-talcschiste affleurent également de nombreux petits amas et lentilles pegmatitiques. Mais le gisement le plus habituel est celui d'amas en forme de lentilles de taille variable : longueur pouvant varier de quelques mètres à 200 mètres ; puissance de l'ordre du mètre à celui de la centaine de mètres, au maximum. La « hauteur » est difficilement visible, mais dans certains cas on peut l'admettre à plus de la moitié de la longueur.

Par rapport aux formations encaissantes, leur axe de plus grand allongement est en général parallèle à la schistosité. Aux épontes, souvent soulignées par des grandes lames de chlorite ou de vermiculite, on voit une orientation parallèle au contact. Dans certains cas, néanmoins, l'orientation de ces lentilles est recoupante par rapport à la foliation des roches encaissantes.

Enfin, un fait important a été fréquemment constaté : on trouve des lentilles alignées en chapelets suivant une direction franchement recoupante par rapport à la schistosité d'ensemble. Entre ces lentilles on note la fréquence de mylonites. On peut donc dire, là, que *les lentilles de schistes savonneux jalonnent des failles*. (Faille au Sud-Est du Signal Ampijoroambe, orientée N60°E, parallèle à la rivière Sadanibe ; Système de fractures orientées les unes N55°E, les autres N45°W entre la rivière Besakay au Nord et la rivière Antsahalavabe, au Sud).

Les roches encaissantes de ces schistes savonneux sont représentées fréquemment par des migmatites et surtout par les migmatites récentes ; les migmatites à faciès malgachitique en renferment beaucoup moins. D'autre part, nous avons pu observer des associations étroites trémolites-quartzites à magnétite. Etant donné que notre étude tendra à montrer que ces schistes savonneux sont d'origine éruptive, le problème des quartzites à magnétite qui leur sont si fréquemment associés se posera alors.

Enfin, à la lecture des reports des levés, il semble que les zones les plus riches en schistes savonneux se répartissent autour des massifs basiques d'orthopyroxénites (massif au Sud de Mahabe, région Nord-Est d'Andriamena).

CHAPITRE III

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Introduction.

Au cours des levés effectués sur la feuille Andriamena (P. GIRAUD, 1954, 1955, 1956) nous avons mis en évidence la présence de nombreux affleurements de roches possédant certains caractères de roches éruptives appartenant à la famille des plagioclases (diorites, gabbros, norites) ou à la famille des ultrabasites (pyroxénolites, hornblendites).

Nous les considérons comme « résiduelles » car elles portent les traces d'un métamorphisme général qui les a affectées après leur mise en place. Si le métamorphisme a parfois respecté leurs caractères primitifs essentiels, le plus souvent il les a complètement transformées en pyroxénites, amphibolites, etc. Ces différents orthogneiss feront l'objet des chapitres suivants.

Les « roches éruptives basiques résiduelles » que nous traiterons dans ce chapitre sont à opposer aux « roches éruptives basiques recoupantes » qui, elles, n'ont pas été reprises dans un cycle de métamorphisme général et qui feront l'objet du chapitre IX.

Dans sa minéralogie de Madagascar, A. LACROIX (1921-1923) citait déjà parmi les exemples de gabbros normaux ou à faciès diabasique, présentant le phénomène d'ouraltisation, quelques échantillons provenant du Sud-Est de Tsaratanàna et du *Tampoketsa*, entre Tsaratanàna et Ambatobe.

Sur la feuille Maevatanàna, puis sur celle d'Andriamena, G. GUYONNAUD, 1951, 1952, avait noté également la relative abondance de « roches basiques anciennes » (gabbros et pyroxénolites) interstratifiées dans les formations essentiellement amphiboliques de la zone moyenne de la série de Maevatanàna. Il les considérait comme antérieures à un métamorphisme général qui les aurait plus ou moins transformées en orthogneiss amphiboliques ou orthogneiss à pyroxène. Il distinguait « trois grands courants de transformation des gabbros : écrasement — ouraltisation des pyroxènes — écrasement et ouraltisation ».

Dans ce chapitre nous allons entreprendre l'étude minéralogique et pétrographique des roches basiques et ultrabasiques de la région d'Andriamena,

étude qui sera complétée par quelques analyses chimiques.

ENSEMBLE GABBRO-DIORITIQUE

Ce sont des gabbros et des diorites qui forment nombre de massifs, sills et filons basiques emballés dans l'ensemble gneisso-migmatitique des feuilles Maevatanàna, Andriamena et Anjozorobe. Au cours de leur étude micrographique nous nous sommes attachés à dégager les différents types de structures qu'elles présentent et à voir comment elles ont été transformées, modifiées par des phénomènes mécaniques (torsion, fracturation) et chimiques (pseudomorphose, recristallisation). Plusieurs modes de transformations ont été mis en évidence ainsi que les différents stades conduisant ces roches éruptives basiques à leurs produits ultimes que sont par exemple les pyroxénites ou les amphibolites.

Descriptions pétrographiques détaillées.

Les descriptions détaillées des lames minces étudiées ne sont pas reportées dans ce mémoire. Elles sont réunies dans une annexe à diffusion limitée que l'on peut obtenir soit au Laboratoire de Géologie et de Minéralogie de l'Université de Clermont, soit à la Bibliothèque du Service géologique de Madagascar, à Tananarive.

Dans cette annexe, les lames étudiées sont groupées en différentes catégories correspondant à la classification faite dans le présent mémoire :

- 1° Gabbros et diorites résiduels ;
- 2° Pyroxénolites et hornblendites résiduelles ;
- 3° Pyroxénites feldspathiques, etc.

Chaque lame est précédée d'un numéro d'ordre (1 = K. 536 ; 2 = K. 610 ; 3 = K. 3037, etc.) afin de pouvoir y renvoyer le lecteur plus facilement.

Structures.

On peut reconnaître dans de nombreuses lames minces des structures de roches éruptives basiques

conservées, des « structures reliques » malgré les phénomènes métamorphiques qui les ont affectées ; torsion, fragmentation, pseudomorphose, recristallisation. Il est possible de distinguer deux variétés de structures : la structure ophitique et la structure grenue à gros grains ; dans ce dernier cas, les plagioclases ou les pyroxènes peuvent montrer une tendance à l'automorphisme.

Les *structures ophitiques* sont caractérisées par le développement des plagioclases en forme de baguettes ou de poutrelles emballées dans des éléments ferromagnésiens (planches 17-19, fig. 1 et 4). Cet aspect primitif (2-4) tend à disparaître d'abord par la torsion, la fragmentation des divers minéraux puis par leur recristallisation (1-3-5). Petit à petit, ces minéraux forment des agrégats plus ou moins équi-granulaires dans lesquels peuvent subsister néanmoins quelques feldspaths automorphes. Le stade ultime est représenté par la structure granoblastique.

Une autre structure fréquemment observée est la *structure grenue à gros grains* avec parfois des minéraux plus ou moins automorphes (6-7-8-9-10). Les cristaux de feldspath et de pyroxène sont trapus, équidimensionnels, à contours francs (planche 17, fig. 3 et 5). Parfois, feldspaths ou pyroxènes tendent à prendre une forme automorphe, en baguettes. On peut observer, par exemple, le développement de cristaux de pyroxène de 4×1 mm dans une mésotase grenue de pyroxène et de plagioclase de 1×1 mm (12).

La transformation s'opère par torsion des plagioclases, puis par granulation des bords des cristaux de plagioclase et de pyroxène, enfin par leur réduction totale en un agrégat plus ou moins équi-granulaire donnant une structure granoblastique (11) (planche 18, fig. 1 à 4).

Il faut noter que ces différents stades de transformation correspondent dans la majorité des cas à des degrés plus ou moins élevés de métamorphisme. Dans la zone des gneiss inférieurs (faciès amphibolite) on a essentiellement des déformations mécaniques ; les recristallisations sont peu importantes. Au contraire, dans la zone des gneiss ultra-inférieurs (faciès granulite), les recristallisations sont prédominantes et les structures résiduelles sont plus rares.

Minéralogie.

Les principaux minéraux constitutifs des roches basiques résiduelles sont : plagioclase, pyroxène, amphibole. Accessoirement on note : minéral, épidote, zoïsite, séricite, biotite, apatite, sphène.

N.B. — Les numéros entre parenthèses renvoient aux lames dont les descriptions détaillées sont données dans l'annexe jointe à ce mémoire.

Méthodes de détermination.

Les *plagioclases* ont été déterminés à la platine universelle. Nous nous sommes contentés parfois de l'angle maximum des sections perpendiculaires à g 1 (010). Mais la plupart du temps, cette détermination a été complétée par la mesure de l'angle d'axe et les positions des plans de clivage ou de macles sur les diagrammes FEDOROFFNIKITIN (plans réticulaires, arêtes et normales). Souvent les mesures ont été rendues impossibles par l'extinction roulante ou la torsion des macles. La détermination des *pyroxènes* est évidemment plus délicate que celle des plagioclases. Pour les orthopyroxènes, la mesure de l'angle d'axe faite à la platine universelle nous a permis de fixer un ordre de grandeur du pourcentage en orthoferrosillite. Seules les mesures donnant les deux axes optiques ont été retenues. Nous avons utilisé la courbe donnée par WINCHELL, 1951.

Quant aux clinopyroxènes, leur mesure est évidemment beaucoup plus délicate en raison de leur coloration. Les possibilités d'inclinaison des sections autour des divers axes sont fortement réduites du fait de la forte absorption. Les angles d'axe donnés pour les clinopyroxènes ont été calculés à partir d'un seul axe optique « mesuré ». Les angles d'extinction ont été obtenus par construction : angle entre ng (ou np) mesuré et point d'intersection des traces des plans de clivage m (axe d'allongement c) sur la trace du plan $ng - np$.

Pour les *amphiboles* dont la coloration est encore plus accentuée nous nous sommes contentés de les distinguer au microscope ordinaire par leur pléochroïsme et leur angle d'extinction maximum apparent.

Le pourcentage volumétrique destiné à donner un ordre de grandeur des proportions respectives des divers constituants, surtout plagioclase, pyroxène, amphibole, a été calculé à la platine intégratrice électrique.

Plagioclases.

Nous allons brièvement résumer leurs caractères minéralogiques.

Deux grandes catégories peuvent être distinguées d'après le *pourcentage en anorthite* : plagioclases compris entre 40 et 50 p. 100 d'anorthite (andésine basique) et ceux compris entre 55 et 70 p. 100 d'anorthite (labrador).

Le *pourcentage volumétrique* est variable suivant les échantillons : de 23 p. 100 à 81 p. 100, la moyenne s'établissant autour de 55 p. 100. Il semble qu'il y ait une certaine relation entre le pourcentage en plagioclase et sa nature : il s'agit de labrador quand on a moins de 50 p. 100 et d'andésine quand on a plus de 50 p. 100. Mais les mesures ne sont pas assez

nombreuses pour que cette constatation soit très valable.

L'étude systématique des *macles* n'a pas été entreprise. Elle est rendue délicate par l'extinction roulante et la torsion des cristaux. On a pu mettre en évidence les macles suivantes : Carlsbad A, albite, péricline, Baveno.

La *taille des grains* est variable : cristaux automorphes pouvant atteindre 3×1 mm dans les échantillons à structure ophitique ; cristaux trapus, plus ou moins rectangulaires de 1×1 mm dans les structures grenues ; petits cristaux ($0,2 \times 0,1$ mm) de la mésostase souvent développée entre les baguettes des structures ophitiques ou les gros cristaux des structures grenues.

Phénomènes cataclastiques. — Ils sont très fréquents et se traduisent par l'extinction onduleuse, des macles estompées ou réduites à des individus très fins, des cassures, des torsions. Ces divers phénomènes, nous l'avons vu, rendent souvent impossible la détermination précise de la nature des plagioclases.

Altération. — Les plagioclases sont souvent « grisâtres nuageux » (piquetés de petits points gris). Ils peuvent être séricitisés ou avoir exsudé de la chaux sous forme de calcite ou de zoisite. En fait, le phénomène de saussuritisation n'a été rencontré que sur des échantillons récoltés sur la feuille Maevatanàna. Ce fait a une importance du point de vue zonéographique comme nous le verrons par la suite. Dans ce cas de saussuritisation, nous n'avons pas pu mettre en évidence la recristallisation de nouveaux plagioclases plus acides.

Inclusions. — Les plagioclases sont parfois poecilithiques : inclusions de « gouttes » de quartz, d'aiguilles, d'amphiboles, de cristaux de pyroxènes. Souvent, enfin, ils sont parcourus par des filaments jaunes, orangés, le long de cassures, de plans de macles ou de clivage. A la platine universelle il est facile de se rendre compte que les filaments à contours flous ne semblant pas à l'examen au microscope ordinaire, en relation avec des cassures ou des plans de clivage, sont bien, en fait, déterminés par des remplissages de très fines fractures (8). Ce sont ces filaments à pigmentation jaune qui donnent la coloration si caractéristique des roches à faciès malgachitique altérées. J. ORLIAC, 1957, a montré que « ce pigment paraît normalement constitué lorsqu'il est à l'abri de l'oxydation de surface, par un hydrate ferreux incolore. L'oxydation le transforme rapidement en un hydrate ferrique, voisin de la limonite, qui donne alors à la roche son aspect malgachitique ».

Orthopyroxènes. — Dans toutes les lames minces, il a été noté la présence d'orthopyroxènes. Certains échantillons même ne révèlent que sa seule présence comme pyroxène et peuvent donc être appelés norites (gabbros ou diorites noritiques).

Leur angle d'extinction nul les caractérise évidemment. Mais certaines sections présentant apparemment une extinction oblique par rapport à la trace d'un clivage net se sont révélés être des orthopyroxènes à la platine universelle. C'est JOHANSEN, 1949, qui expliqua ce caractère anormal présenté par des sections de cristaux orthorhombiques recoupant les trois axes cristallographiques.

Le pléochroïsme des sections d'hypersthène est fréquent : *np* rose vif, *nm* rose pâle, *ng* vert pâle. Mais il n'y a pas de relation entre la teneur en fer et l'intensité de la couleur. Ce fait a été rapporté également par PICHAMUTHU, 1953, et par P. ESKOLA, 1957. Certaines de nos sections, incolores en lumière naturelle, se sont révélées être de l'hypersthène et non de l'enstatite comme nous le supposions.

Les teintes de polarisation sont évidemment variables avec les sections (et avec la qualité des lamés qui, malheureusement, sont parfois assez épaisses).

Quant à la composition chimique de ces orthopyroxènes, nous nous sommes contentés de la déduire de l'angle d'axe mesuré. On s'aperçoit que le signe optique de tous les orthopyroxènes de cet ensemble gabbro-dioritique est négatif. Il s'agit dans tous les cas d'un hypersthène : 2 V compris entre -52° et -60° .

Dans la classification des orthopyroxènes donnée par WINCHELL, 1951, il s'agit d'un hypersthène dont le pourcentage en enstatite (Mg SiO_3) est voisin de 50 p. 100.

Le pourcentage volumétrique des orthopyroxènes n'a pas été calculé. Ils ont été bloqués avec les clinopyroxènes. Mais dans certaines lames, rares d'ailleurs, l'hypersthène est le seul pyroxène (11). Souvent il en représente plus des trois quarts (10-14).

Dans plusieurs lames on a pu mettre en évidence la transformation d'augite en hypsthène (1-12-14). Ce phénomène a été signalé par de nombreux auteurs, en particulier ; HESS H.H. and PHILLIPS A.H. (1940), POLDERVAART A. (1944-1951), GUIMARAES D. (1948-1953). Cette transformation passe par un premier stade : la pigeonitisation (12-15). Elle se traduit, du point de vue chimique en particulier, par le remplacement des ions Ca^{++} des clinopyroxènes par Fe^{++} et Mg^{++} .

Les inclusions sont nombreuses et de nature variée : lamelles ou petites plages de clinopyroxènes ; grains ou aiguilles de minéral noir opaque, le long des clivages en général ; pigmentation ferrugineuse ; petites plages rougeâtres à contours rectangulaires disposées suivant des directions orthogonales entre elles (schillérisation). WILLIAMS, 1886, pensait qu'il s'agissait de brookite, mais N. HERZ, 1951, fait remarquer que des analyses d'orthopyroxènes renfermant ces inclusions ne révèlent pas la présence du titane. La détermination de ces inclusions est très délicate, voire impossible, car leurs pro-

priétés optiques sont masquées par celles du pyroxène. A. LACROIX nommait ces orthopyroxènes schillérisés : bronzite. Enfin, comme dans les plagioclases, on rencontre dans les cristaux d'hypersthène les filonnets jaunes ou orange caractéristiques du faciès malgachitique.

L'ouralitisation des hypersthènes est fréquente. Elle se manifeste soit par le développement, sur les contours des cristaux ou le long des clivages, d'amphibole verte (6-7-10), soit par son remplacement progressif en amphibole brun-verdâtre (12-14-15-16).

Clinopyroxènes. — Si pour les orthopyroxènes, l'obtention de la valeur et du signe de l'angle des axes optiques a été assez facile pour en donner une composition chimique approximative, par contre pour les clinopyroxènes, le problème est beaucoup plus délicat du fait de leurs teintes de polarisation (possibilités d'inclinaisons de la platine universelle réduites en raison de la forte absorption). Nous avons vu, d'autre part, que certains pyroxènes à angle d'extinction apparent oblique par rapport à des traces de clivage nettes étaient en fait, des sections particulières d'orthopyroxène. Enfin, nous avons été surpris, dans certains cas, de ne pas obtenir l'axe *nm* alors que les sections étaient favorables (faible biréfringence ou presque à l'extinction). Cela était dû vraisemblablement à ce que la valeur de l'angle d'axe était faible (deux axes optiques voisins de *ng* et donc difficiles à obtenir en tournant, autour de *nm*, l'axe de manœuvre C). Si bien que nous n'avons pu que rarement mettre en évidence des angles d'axe inférieurs à 50°. De la sorte, des pyroxènes à angle d'axe de l'ordre de 30° par exemple nous ont échappé.

En définitive, deux variétés de clinopyroxènes peuvent être distinguées : augite (+ 2 V voisin de 60° ; angle d'extinction de l'ordre de + 45°) et un clinopyroxène de la série clinoenstatite-pigeonite-diopside (+ 2 V entre 34° et 52° ; angle d'extinction de 30° à 40°). Mais si nous essayons, d'après ces mesures, d'en déduire la composition chimique, nous nous heurtons à de sérieuses difficultés. Si nous adoptons la classification donnée par WINCHELL (1951) et si nous reportons nos mesures sur les courbes qu'il donne des angles d'axes et d'extinction en fonction de la teneur en diopside, la correspondance n'est pas satisfaisante.

Nous pensons que les propriétés optiques aberrantes montrées par ces clinopyroxènes sont dues à leur mode de formation particulier. En effet, nous les avons vu fréquemment se former aux dépens de l'augite et se transformer eux-mêmes en hypersthène.

Augite. — Dans les cas où nous avons des sections favorables (clivage *g*¹ seul visible) nous nous sommes contentés de l'angle d'extinction maximum obtenu au microscope ordinaire. Il est de + 44°, + 45°. Nous

l'avons également déterminé dans certaines lames par son angle d'axes (calculé à partir d'un seul axe optique mesuré) et par son angle d'extinction (calculé par le point d'intersection de la trace des plans *m* avec celui des axes optiques).

L'augite est habituelle. Elle se rencontre à peu près dans toutes les lames, en quantités variables.

En général incolore, dans certains cas elle est verte, sans pléochroïsme.

Elle montre très fréquemment le clivage supplémentaire *h*¹ : *augite diallagisante*.

La plupart du temps elle paraît « résiduelle ». Elle se transforme en effet d'une part soit en hypersthène, soit en un clinopyroxène (sans doute pigeonite ?) et, d'autre part en amphibole. Cette dernière est, le plus habituellement, une hornblende brun-vert.

Les inclusions sont nombreuses. Certaines sections sont schillérisées comme les hypersthènes. On rencontre, en outre, des lamelles fibreuses ou des petites plages d'hypersthène ou d'un autre clinopyroxène à angle d'extinction moins grand.

Amphibole. — Elle est présente à peu près dans toutes les lames, mais dans certaines elle arrive à en constituer près de 50 p. 100 ; dans d'autres elle atteint à peine 1 p. 100. On peut en reconnaître plusieurs variétés : hornblende verte, trémolite, hornblende brun-vert.

Toutes ces variétés d'amphibole résultent de l'ouralitisation ou de la pseudomorphose de pyroxènes. On observe dans les diverses lames étudiées les différents stades et modes de transformations. On peut dire qu'aucune amphibole ne peut être considérée comme véritablement « primaire », même la hornblende brunâtre qui a été considérée par de nombreux auteurs, de par sa couleur, comme ayant cristallisé en même temps que les autres constituants tels que les plagioclases ou les pyroxènes.

La trémolite est peu représentée. Elle est incolore et présente un angle d'extinction inférieur à 20°. Parfois elle est faiblement vert pâle.

La hornblende verte se trouve soit en toutes petites plages au cours du premier stade d'ouralitisation des pyroxènes sur le pourtour ou le long des clivages de ces derniers, soit en plus grandes plages souvent fibreuses.

La hornblende pléochroïque en brun-vert suivant *ng*, brun suivant *nm*, jaune pâle suivant *np*, a un angle d'extinction maximum inférieur à 20°, de l'ordre de 12-13°, mais pouvant atteindre dans quelques lames 17°.

Hornblende verte et hornblende brune sont très fréquemment schillérisées : petites plages géométriques, grains, aiguilles de minerais disposés ou non suivant les plans de clivage. Parfois, elles présentent une pigmentation ferrugineuse.

Biotite. — Elle est en général absente. Dans une lame (13) elle atteint pourtant 26 p. 100 en volume, mais elle dépasse rarement 2 p. 100. Elle montre un fort pléochroïsme brun rouge à incolore.

Minéral. — Les grains de minéral sont presque toujours présents. Il s'agit essentiellement de magnétite, parfois d'ilménite. Souvent les grains ou aiguilles de minéral se rencontrent dans les clivages ou les bordures des amphiboles et des pyroxènes. Il est possible que le pyroxène primitif ait été plus ferrique que l'amphibole d'ouralitisation et que le fer « chassé » se soit ainsi exprimé sous forme d'oxydes.

Apatite. — Elle est presque toujours présente sous forme de petits grains ou de petits bâtonnets.

Calcite. — Elle n'a été rencontrée que dans certaines lames à l'intérieur ou sur le pourtour des cristaux de plagioclase. Cette exsudation de chaux n'a pu être mise en rapport avec une acidification correspondante du plagioclase.

ROCHES ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES

D'assez nombreux blocs de pyroxénolites et quelques-uns de hornblendites ont été trouvés sur la feuille Andriamena ainsi que sur celle de Maevatanàna. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre « Gisement et cartographie » leur étendue est restreinte et leurs conditions de gisement mal connues. Nous les traitons dans ce chapitre consacré aux roches éruptives résiduelles bien que l'on puisse peut-être leur attribuer une origine métamorphique. Dans l'état actuel de nos connaissances sur ces faciès particuliers nous les considérerons comme les produits de différenciation magmatique des anciens massifs gabbroïques.

Descriptions pétrographiques détaillées.

Nous renvoyons au paragraphe 2 de l'annexe à ce mémoire où les principaux types de pyroxénolites et de hornblendites sont décrits (20 à 26).

Structure.

Toutes ces roches présentent une structure grenue typique, en général à gros grains. La taille moyenne des cristaux est de l'ordre de $2 \times 1,5$ mm. Mais parfois ces gros cristaux peuvent avoir été fracturés et en partie réduits, sur leurs pourtours, à un agglomérat de petits granules de $0,2 \times 0,2$ mm (20).

Minéralogie.

Du point de vue minéralogique les constatations suivantes ont pu être dégagées :

Dans les pyroxénolites, le pyroxène le plus

fréquent est un *orthopyroxène*. Mais sa composition chimique est nettement différente de celle obtenue pour les orthopyroxènes de l'ensemble gabbro-dioritique. Alors que pour ces derniers il s'agissait d'hypersthène aux environs de 50 p. 100 d'orthoferrosillite, ici les valeurs de 2 V s'échelonnent entre $+ 84^\circ$ et $- 70^\circ$; il s'agit donc de bronzite (dans la classification de N. HESS, 1941) dont le pourcentage en orthoferrosillite est inférieur à 35 p. 100.

L'autre pyroxène habituel est l'augite qui, quand elle est présente, est nettement moins abondante que la bronzite (22-23-24-25). Dans une lame (22) on a pu observer un pyroxène du groupe pigeonite-diopside à l'intérieur duquel subsiste un squelette d'augite. Il s'agit là encore du phénomène de pigeonitisation précédant l'hypersthénitisation décrite précédemment.

Ces pyroxènes se transforment en biotite dans certains échantillons (25-26). Il semble qu'il s'agisse d'une biotite magnésienne : pléochroïsme dans les tons jaunâtres. Mais le plus souvent ils s'ouralitisent (hornblende verte ou brun-verdâtre, ou tremolite). Dans certains cas on peut voir se développer des petites lamelles de talc.

La transformation observée le plus fréquemment ici est l'ouralitisation. Les pyroxènes se transforment plus ou moins, soit en hornblende brune, soit en hornblende verte. Ces amphiboles conservent parfois les inclusions rougeâtres de formes géométriques des pyroxènes schillérisés dont elles proviennent (23-25).

Les plagioclases sont rares (25) et même la plupart du temps absents.

Les hornblendites sont peu nombreuses. Elles sont caractérisées par la présence plus abondante de plagioclase et par un orthopyroxène qui, quand il existe, est beaucoup plus ferrique que dans les pyroxénolites. La hornblende est brun-vert à jaune clair et renferme souvent des inclusions ferriques disposées en général le long des clivages.

CONCLUSION A LA PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ÉRUCTIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES

Les associations minérales observées, les structures mises en évidence montrent la nature éruptive de très nombreuses roches relevées sur les feuilles Andriamena et Maevatanàna. Ce sont des roches appartenant aux familles des plagioclasicolites (diorites, gabbros, norites) ou des ultrabasites (hornblendites ou pyroxénolites).

Mais dans toutes les lames décrites, des phénomènes de cataclase, de pseudomorphose, de recristallisation ont été observés. Ces phénomènes dus à

un métamorphisme général ayant affecté ces roches après leur mise en place n'ont pas ici oblitéré complètement leurs caractères primitifs essentiels et en particulier leurs structures.

On peut classer ces phénomènes en deux groupes : les *phénomènes mécaniques* et les *phénomènes chimiques*.

1. *Les phénomènes mécaniques* se manifestent essentiellement sur les plagioclases par une extinction roulante, des macles polysynthétiques fines souvent fusiformes, des torsions, puis une fragmentation des cristaux et une granulation se développant sur les bords de ces derniers. Cette granulation peut développer localement, aux dépens des structures ophitiques ou grenues à gros grains, une structure granoblastique ou une structure diablastique. De même les pyroxènes peuvent montrer une auréole de petits grains différemment orientés.

2. *Les phénomènes chimiques* se traduisent par des pseudomorphoses et des recristallisations. *L'ouralitis* des pyroxènes est le phénomène le plus habituel. Dans un premier stade on a pu observer un phénomène très particulier (lame K. 249) : le « brunissement » des pyroxènes. Tout en gardant leurs propriétés optiques, ces derniers se colorent en brun. Mais ce cas est inhabituel. L'ouralitis affecte d'abord les pourtours des cristaux et s'insinue le long des clivages. Dans un stade ultime, elle peut envahir tout le cristal de pyroxène dont il ne reste même plus de résidus.

Plusieurs variétés d'amphibole d'ouralitis peuvent se former : hornblende vert clair pléochroïque ou non, trémolite incolore, enfin hornblende pléochroïque en brun-vert et jaune-brun clair. La première est trouvée surtout au premier stade de la transformation, sur le pourtour des pyroxènes, mais elle se rencontre également quand le pyroxène est pseudomorphosé en amas fibreux de trémolite. Dans ce cas, cette hornblende verte ou bleu-vert souligne les contours des cristaux de pyroxène primitifs.

La hornblende pléochroïque brunâtre a été souvent considérée comme « primaire », c'est-à-dire produite au cours de la cristallisation de la roche éruptive. Mais N. HERZ, 1951, a attiré l'attention sur le fait que cette couleur brune ne présupait en rien de son origine et il a montré dans son étude du gabbro de Baltimore qu'elle pouvait être secondaire par ouralitis. Dans nos descriptions de lames nous avons montré qu'effectivement une hornblende brunâtre pouvait se développer aux dépens des pyroxènes et ce, de façon progressive : d'abord affecter les bords des cristaux, progresser le long des clivages, puis envahir progressivement les cristaux de pyroxène jusqu'à leur pseudomorphose complète.

Fréquemment cette hornblende de couleur brune renferme soit de fines inclusions de minerai, soit

une pigmentation ferrugineuse. Il est à noter que cette ouralitis affecte aussi bien les orthopyroxènes que les clinopyroxènes. Dans certains cas, on a pu observer que l'amphibole pouvait se transformer soit en biotite soit en chlorite.

Un autre phénomène décrit par de nombreux auteurs (HESS 1940, 1951, PHILLIPS 1940, POLDERVAART 1944, 1951 et GUIMARAES 1948, 1953) a été observé. C'est l'*hypersthénitisation de l'augite*. On a pu voir l'augite se transformer en hypersthène. Mais la transformation intermédiaire augite-pigeonite n'a pu être mise en évidence avec certitude. On a bien observé le passage d'augite en un autre clinopyroxène d'angle d'extinction inférieur à 45°, mais nous n'avons pas pu montrer qu'il s'agissait vraiment de pigeonite dans le sens de ces auteurs ($+2V < 30^\circ$).

Ce phénomène a été décrit dans la littérature pour des roches éruptives n'ayant pas été affectées par un métamorphisme et qui étaient donc considérées comme primaires. Mais dans notre cas, il nous semble qu'il se soit produit au cours du métamorphisme général car, comme nous le montrerons dans le chapitre suivant, il est également visible dans les roches cristallophylliennes basiques.

A propos encore des plagioclases, en plus de leur torsion, de leur fragmentation, de leur granulation, signalons qu'ils sont souvent « nuageux », grisâtres et peuvent être séricitisés. Parfois ils ont exsudé un peu de chaux sous forme de calcite. Les phénomènes de saussuritisation sont rares.

En définitive, ces roches éruptives basiques et ultrabasiques apparaissent comme des « résidus » au milieu des formations cristallophylliennes et nous avons voulu mettre en évidence les phénomènes mécaniques et chimiques produits au cours du métamorphisme général les ayant affectées. L'intensité de ces phénomènes croissant va nous conduire maintenant à de véritables roches cristallophylliennes : pyroxénites, amphibolites, schistes savonneux.

CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES RÉSIDUELLES

Nous disposons de sept analyses de ces roches basiques ou ultrabasiques résiduelles de la série d'Andriamena. Toutes ont été effectuées au Laboratoire de géologie et de minéralogie de la faculté des sciences de Clermont.

Ensemble Gabbro-dioritique. Région d'Andriamena.

Il s'agit d'une part d'un gabbro à hypersthène (K. 813) provenant de la rivière Manjaka, à 4 kilo-

mètres au sud-est du village Ambatomboromahery et d'autre part d'une diorite à pyroxène, amphibole et biotite (K. 536) récoltée à 200 mètres au nord du village Ambodivoara. Ces deux analyses ont été effectuées par J. ORLIAC (1958 et 1957).

TABLEAU I

NUMEROS	K. 813	K. 536
SiO ₂	53,10	48,00
Al ₂ O ₃	9,35	20,00
Fe ₂ O ₃	5,70	3,40
FeO	6,45	7,50
MgO	13,60	6,85
CaO	8,75	8,70
Na ₂ O	1,90	3,05
K ₂ O	0,85	1,25
TiO ₂	0,70	1,20
P ₂ O ₅	tr.	0,15
MnO	0,20	0,10
H ₂ O +	0,00	0,20
H ₂ O -	0,05	0,05
TOTAL	100,65	99,65

Les paramètres C.I.P.W. - LACROIX calculés sont les suivants :

K. 813 : III'.4.(5).4[(1)2.1.(1)2'.2].

Il s'agit donc bien d'un gabbro mais son paramètre 1 = (1) 2 le range dans le groupe des gabbros magnésiens, c'est-à-dire dans les *norites*.

K. 536 : II.5.'4.4[2.3'.1'.2(3)].

Cette roche appartient donc à la famille des diorites et plus particulièrement à la sous-famille magnésienne des diorites alluvitiques (1 = 1' et k = 3'). Les paramètres de NIGGLI sont les suivants :

TABLEAU II

NUMEROS	K. 513	K. 536
si	120	110,3
al	10,9	26,0
fm	63,5	43,9
c	18,3	21,4
alk	5,3	8,5
k	0,20	0,20
mg	0,72	0,53
ti	1,23	2,0
p	"	0,1

Région de Maevatanàna.

Il s'agit de deux échantillons recueillis dans les petits amas basiques d'Antanimbary à 26 kilo-

mètres au sud de Maevatanàna et présentant deux faciès particuliers : l'un (K. 3178) riche en ferromagnésiens (hornblende), l'autre (K. 3185) riche en plagioclases et en épidote. Ils proviennent tous deux de bed-rocks le long de la rivière Jangaloha. Analyste des deux échantillons : Y. CHALEIL (1957).

TABLEAU III

NUMEROS	K. 3178	K. 3185
SiO ₂	48,45	45,0
Al ₂ O ₃	25,30	29,0
Fe ₂ O ₃	2,85	1,65
FeO	3,55	3,40
MgO	3,45	2,90
CaO	14,65	15,90
Na ₂ O	3,0	1,85
K ₂ O	0,15	0,05
TiO ₂	0,30	0,30
MnO	0,05	0,05
H ₂ O +	0,25	0,25
H ₂ O -	0,05	0,10
TOTAL	99,30	100,10

Les paramètres C.I.P.W. - LACROIX calculés sont les suivants :

K. 3178 : II.5.4.5.[2.1'.(2)3.2(3)].

Il s'agit d'une diorite calcomagnésienne à amphibole.

K. 3185 : 'II.5.(4)5.5[2.4(5).2.4(5)].

C'est un terme plus leucocrate que la précédente, mais toujours de type calcomagnésien. Les valeurs de NIGGLI sont les suivantes :

TABLEAU IV

NUMÉROS	K. 3178	K. 3185
si	114,6	102,3
al	31,3	38,18
fm	24,5	18,2
c	37,0	38,7
alk	6,9	4,08
k	0,02	0
mg	0,49	0,51
ti	0,5	0,5
p	"	"

Pyroxénolites.

Trois analyses ont été effectuées sur des échantillons de pyroxénolites récoltés sur la feuille Andriamena. Les provenances en sont les suivantes :

K. 2492 — 3,2 km nord signal Analatoatrana

K. 2630 — 1 km W.S.W. village Ankisatra

K. 3012 — 2 km sud-est confluent Andranomena-Mahajamba.

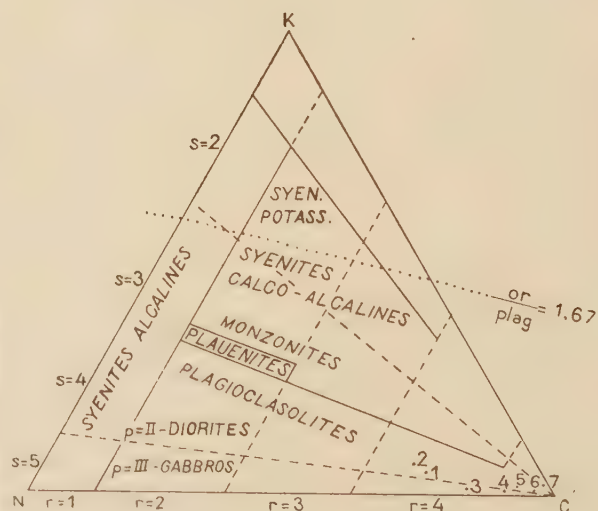
TABLEAU V

NUMÉROS échantillons	K. 2492		K. 2630		K. 3012	
Analyste	Y. Chaleil 1957		Y. Chaleil 1957		Y. Chaleil 1957	
SiO ₂	50,20		53,30		54,20	
Al ₂ O ₃	7,35		6,20		1,20	
Fe ₂ O ₃	2,35		3,50		1,10	
FeO	9,40		4,20		5,05	
MgO	23,65		26,85		20,15	
CaO	5,85		4,75		16,40	
Na ₂ O	0,45		0,35		0,45	
K ₂ O	0,15		tr.		0,0	
TiO ₂	0,45		0,15		0,10	
P ₂ O ₅	tr.		tr.		»	
MnO	0,10		0,10		0,15	
H ₂ O +	0,20		0,20		0,70	
H ₂ O —			0,10		0,15	
TOTAL	100,15		99,70		99,65	
Paramètres C.I.P.W. LACROIX	IV.5.(4)5.(4)5. 1.2.1.2.		IV.5.5.5.5. 1.1.1.1.		V.5.(2)3.5. 1.1.2.1.	
Valeurs de NIGGLI	si = 89,1 al = 7,7 fm = 80,2 c = 11,0 alk = 0,85	k = 0,14 mg = 0,78 ti = 0,6 p = 0	si = 96,3 al = 6,6 fm = 83,8 c = 9,2 alk = 0,3	k = 0 mg = 0,86 ti = 0,6 p = 0	si = 100,1 al = 1,31 fm = 65,4 c = 32,4 alk = 0,77	k = 0 mg = 0,85 ti = 0,1 p = 0

Ces trois roches appartiennent à la famille des Ultrabasites mais alors que K. 2492 et K. 2630 sont très magnésiennes ($l = 1$), K. 3012 révèle une forte proportion de chaux et est donc à classer dans les pyroxénolites calcomagnésiennes.

Représentation graphique des paramètres A. Lacroix.

R. FREY, 1937, a proposé l'emploi du diagramme triangulaire KCN pour donner une représentation graphique des paramètres magmatiques C.I.P.W. LACROIX. Ces paramètres K, C et N représentent respectivement les valeurs exprimées en millimolécules, de K₂O, CaO et Na₂O. La position, sur ce diagramme, des gabbros, diorites et pyroxénolites de la région d'Andriamena est la suivante :



ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES
DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA
(Représentation graphique des paramètres A. LACROIX)

- | | |
|-------------|-------------|
| 1 = K. 813 | 5 = K. 2492 |
| 2 = K. 536 | 6 = K. 2630 |
| 3 = K. 3178 | 7 = K. 3012 |
| 4 = K. 3185 | |

Pour les roches 1, 2, 3, 4 leur paramètre « p » les situe dans la zone des plagioclases. Celles pour lesquelles $p = II$ appartiennent à la famille des diorites (2, 3 et 4) ; celle pour laquelle $p = III'$ appartient à la famille des gabbros (1). Mais les roches 5, 6, 7 ont un paramètre « p » respectivement égal à IV, IV, V. Elles appartiennent en fait non pas à la famille des plagioclases mais à celle des ultrabases, ce qui ne ressort pas de ce diagramme. Pour les quatre premières, le paramètre « q » est voisin de 5, les paramètres « r » et « s » oscillent entre 4 et 5. Mais ce qui n'apparaît pas non plus à la lecture de ce diagramme et qui est une caractéristique essentielle des roches éruptives basiques et ultrabasiques de la

région d'Andriamena (et non pas de la région de Maevatanàna), c'est leur *tendance magnésienne*. Ce caractère est bien mis en évidence par la valeur du paramètre « l ». Pour les roches 1, 2, 5, 6, 7 récoltées sur la feuille Andriamena, « l » est respectivement égal à : (1) 2 ; 1' ; 1 ; 1 ; 2'. Cette dernière valeur pour l'échantillon n° 7 est un peu aberrante et est due à une teneur exceptionnelle en CaO (16,40 p. 100). Pour cet échantillon, la teneur en MgO est très élevée : 20,15 p. 100.

Ce caractère magnésien des roches éruptives basiques et ultrabasiques de la région d'Andriamena se retrouvera également dans les orthogneiss basiques de la série d'Andriamena.

CHAPITRE IV

PÉTROGRAPHIE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Introduction.

Les formations cristallophylliennes de la série basique métamorphique d'Andriamena peuvent se classer grossièrement en deux grandes catégories d'après la proportion relative de pyroxène et d'amphibole : les *formations pyroxéniques* et les *formations amphiboliques*. Il existe évidemment des termes de passage entre ces deux ensembles mais pour la facilité de l'exposition nous préférons en faire deux groupes distincts. Les formations essentiellement amphiboliques seront étudiées dans le chapitre suivant.

Pour les formations essentiellement pyroxéniques, nous avons distingué d'une part, les pyroxénites feldspathiques, les plagioclases à pyroxène, d'autre part, les gneiss à pyroxène avec quartz et enfin les migmatites à pyroxène. D'autres distinctions ont été introduites d'après la présence et l'abondance de certains minéraux tels qu'amphibole, biotite, grenat.

La caractéristique essentielle de toutes ces formations est de montrer au microscope des *structures cristallophylliennes*. Ce sont les structures granoblastique, granonématoblastique, diablastique, à cloisons, à résidus. Mais dans certains cas on peut encore voir des structures reliques, des « palimpseste » (1) structures suivant l'expression introduite par SEDERHOLM, en particulier de grands cristaux de plagioclases ou de pyroxènes résiduels. Aussi est-on en droit d'affirmer déjà que toutes ces formations cristallophylliennes basiques sont des orthogneiss, qu'elles dérivent de roches éruptives basiques par métamorphisme topochimique auquel se surajoutent parfois des phénomènes metasomatiques. D'autres observations viendront d'ailleurs confirmer ce point de vue, en particulier le fait que les associations minérales sont très semblables entre ces deux ensembles.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES

Seul un résumé des caractères essentiels des différentes catégories de roches cristallophylliennes pyroxéniques sera donné ici. Les descriptions détaillées peuvent être consultées dans l'annexe, aux paragraphes 3 à 6 (numéros 27 à 61).

Pyroxénites feldspathiques.

Par ce terme ont été désignées des roches dont le pourcentage volumétrique en plagioclase calculé est compris entre 27 p. 100 et 42 p. 100, la moyenne s'établissant à 35 p. 100. Le pourcentage volumétrique des pyroxènes peut varier, lui, de 42 à 68 p. 100 suivant la proportion des autres ferromagnésiens : amphibole (de 0 à 15 p. 100), biotite (de 0 à 8 p. 100).

La *taille des grains* est assez régulière. Les plagioclases ne dépassent pas $1 \times 0,75$ mm. Les pyroxènes peuvent atteindre $1,5 \times 0,75$ mm mais le plus souvent mesurent $0,5 \times 0,5$ mm. Les amphiboles ne dépassent pas ici $0,5 \times 0,5$ mm.

Toutes ces roches présentent essentiellement une *structure granoblastique*. Mais c'est une structure secondaire produite par granulation des grands cristaux de pyroxène automorphes (encore visibles dans les lames 27 et 34). Parfois, quand la roche renferme de l'amphibole, la structure devient nématoblastique par orientation des baguettes de hornblende (31). Enfin, la structure diablastique peut être observée dans la lame 35 où les grands cristaux d'hypersthène sont creusés de cavités de formes variées et remplies de plagioclases.

La teneur en anorthite des plagioclases ne descend pas au-dessous de 50 p. 100 (limite andésine-labrador) mais peut monter à 80 p. 100 (bytownite). Ces plagioclases peuvent être « nuageux », grisâtres (27). Ils présentent très souvent l'extinction onduleuse et leurs macles sont fréquemment fusiformes ou estompées.

Là encore on rencontre trois variétés de pyroxènes : hypersthène — 2 V compris entre 50° et 60° ; clinopyroxène de la série clinoenstatite,

(1) *Palimpseste*. — Le dictionnaire Larousse en donne la définition suivante : « Manuscrit sur parchemin dont on a fait disparaître l'écriture pour écrire de nouveau ».

pigeonite diopside (+ 2 V compris entre 34° et 52° ; angle d'extinction de 38°, 40°) ; augite (+ 2 V voisin de 60° ; angle d'extinction de 45°). C'est l'hypersthène qui est le plus abondamment représenté.

Les phénomènes de « pigeonitisation » et d'« hypersthénitisation » sont visibles (30). Le phénomène d'ouralitisation n'est pas général. Quand il existe il se traduit par l'apparition de la hornblende brune qui est la seule amphibole rencontrée dans ces pyroxénites feldspathiques. Le « faciès malgachitique » caractérisé par les filaments jaunâtres ou orangés est fréquent. Mais parfois ces filaments ne se développent qu'à l'intérieur des cristaux d'hypersthène ou de hornblende brune (27-28) sans affecter les plagioclases.

La biotite est habituellement absente. Mais dans les lames 31, 33 elle fait son apparition, à titre accessoire, à côté de la hornblende brune. Dans ce cas elle présente un pléochroïsme brun-rouge et incolore. La lame 36 renferme 2 p. 100 d'apatite. Le minéral le plus fréquent est la magnétite. Son pourcentage peut atteindre 14 p. 100 (27) mais varie le plus souvent entre 1 p. 100 et 7 p. 100.

Plagioclases pyroxéniques.

La définition du terme plagioclase a été donnée à la page 8 de ce mémoire. Ce sont des roches métamorphiques, orientées ou non, constituées essentiellement de plagioclases et de pyroxènes où le pourcentage des premiers est supérieur à celui des seconds à l'inverse des pyroxénites feldspathiques.

Le pourcentage volumétrique des plagioclases calculé est compris entre 40 p. 100 et 65 p. 100, la moyenne s'établissant autour de 54 p. 100. Le pourcentage des pyroxènes, lui, varie de 17 p. 100 à 45 p. 100, la moyenne étant de 34 p. 100. Des subdivisions ont été faites suivant l'importance que peuvent prendre les minéraux secondaires tels qu'amphibole et biotite. La taille des grains est analogue à celle des pyroxénites feldspathiques.

La structure la plus habituelle est là encore la structure granoblastique. Les lames 37 et 43 montrent bien qu'elle dérive d'une structure à gros grains caractéristique des roches éruptives. Quelques cristaux de pyroxène y subsistent avec leurs formes automorphes. Certains d'entre eux paraissant homogènes en lumière naturelle se décomposent en fait en un agglomérat de fins cristaux présentant des orientations optiques différentes. Une légère orientation peut être donnée par les aiguilles d'amphibole ou les plages de biotite (42 — 46). On a alors une structure granonématoblastique.

La teneur en anorthite des plagioclases est assez variable. Pour les plagioclases à pyroxène typiques cette teneur est comprise entre 50 et 80 p. 100. Pour les plagioclases à pyroxène et amphibole les pla-

gioclases sont un peu plus acides (entre 45 p. 100 et 55 p. 100) Enfin dans les plagioclases à pyroxène et biotite il s'agit d'andésine (entre 35 p. 100 et 45 p. 100 An). Ces plagioclases sont fréquemment à extinction roulante. Ils sont parfois zonés (40) et souvent peu maclés.

Les pyroxènes sont identiques à ceux rencontrés dans les pyroxénites feldspathiques. Là encore c'est l'hypersthène qui est prédominant. Dans la lame 40 il est même le seul pyroxène (45 p. 100) avec la bytownite (48 p. 100) et la magnétite (7 p. 100). En inclusions, on y voit les petites plages rougeâtres habituelles (schillérisation) et des résidus de clinopyroxène (37-43). L'augite montre parfois un clivage h^1 très net. Il s'agit d'un diallage (38).

L'amphibole quand elle est présente est toujours une hornblende brune. Dans une lame (43) elle arrive à représenter 20 p. 100 du volume de l'échantillon. Son pourcentage est plus habituellement de l'ordre de 8 p. 100. Elle provient là encore de l'ouralitisation des pyroxènes. Elle renferme fréquemment des trainées en aiguilles de minéral le long des clivages ou une pigmentation ferrugineuse.

Le « faciès malgachitique » est fréquent. Les filaments jaunes peuvent n'affecter que les pyroxènes ou les amphiboles (39) ou se développer également dans les cassures des plagioclases (45-47).

La biotite est présente dans les lames 45 à 48. Son pourcentage volumétrique varie de 5 à 13 p. 100. Elle montre un pléochroïsme différent de celui signalé dans quelques lames de pyroxénites feldspathiques à amphibole et biotite où elle était brun-rouge et incolore. Ici elle est pléochroïque en brun-noir, jaune clair et incolore. Il faut remarquer en outre que dans ces lames la hornblende est absente. Cette biotite peut être considérée comme le produit de la transformation de pyroxènes dans les zones migmatitiques, quand la migmatitisation présente un caractère potassique.

Le minéral (essentiellement magnétite) est toujours présent. Son pourcentage volumétrique varie de 1 p. 100 à 7 p. 100. Enfin le quartz est présent dans la lame 38. Mais on ne peut pas parler encore de véritable gneiss car son pourcentage n'atteint que 5 p. 100. Il se présente en cristaux lenticulaires. Cette lame peut représenter le terme de passage entre les plagioclases et les gneiss à pyroxène.

Grenatites à pyroxène.

Il s'agit de roches bicolores (rouge et vert) dont le mode de gisement n'a pu être précisé car elles ont été récoltées à la surface de la latérite. Leur extension géographique est certainement très faible. On peut les considérer comme des produits de transformation

un peu particuliers des roches éruptives basiques. En lame mince on distingue les minéraux suivants : grenat, hypersthène, quartz, plagioclase, magnétite.

Le grenat est le minéral prédominant. Il s'agit de cristaux de couleur rose très prononcé (les lames sont trop épaisses) pouvant atteindre 5 millimètres de diamètre (50). L'hypersthène est pléochroïque en vert et rose. Le quartz est à extinction onduleuse. Il constitue des agrégats de petits grains de 0,2 mm (50). Quelques rares cristaux de plagioclase sont visibles dans la lame 51. La magnétite est assez abondante et peut se présenter en cristaux de 1×1 mm. Les lames de ces grenatites montrent toutes la présence des filaments jaunes caractéristiques du *faciès malgachitique*.

Gneiss à pyroxène.

Le quartz fait ici son apparition. Avec les plagioclases il représente plus de la moitié en volume des constituants de la roche. Au microscope sa forme lenticulaire fait penser à une origine métasomatique. Ce serait donc des migmatites au sens de E. WEGMANN, 1935, et J. JUNG et M. ROQUES, 1952 et non des gneiss sensu stricto, d'autant que, à l'affleurement, ils ont souvent l'allure de migmatites. Mais nous pensons qu'il vaut mieux les ranger dans la catégorie des ectinites métasomatiques au sens de J. JUNG et M. ROQUES, 1952, car cette métasomatose quartzreuse est assez faible. En outre le terme de migmatites a été employé ici spécialement quand la roche renfermait du microcline.

Voici un résumé des observations faites sur trois lames les plus caractéristiques dont les descriptions figurent dans l'annexe (52, 53, 54) :

Le quartz apparaît en cristaux lenticulaires de $0,5 \times 0,2$ mm ou de $1 \times 0,5$ mm entre les autres cristaux qui présentent une structure granoblastique analogue à celle des plagioclases. Mais il ne s'agit pas encore d'une véritable structure à cloisons. Son pourcentage volumétrique varie de 14 p. 100 à 32 p. 100.

La nature du plagioclase est délicate à déterminer en raison de leur extinction roulante et des cassures. Dans la lame 53 il s'agit d'un plagioclase à la limite andésine-labrador (50 p. 100 An). Le pourcentage volumétrique de ces plagioclases oscille autour de 40 p. 100. Le pyroxène le plus habituel est l'hypersthène. L'augite est présente dans la lame 53. Le pourcentage volumétrique est compris entre 21 et 37 p. 100. Le grenat (8 p. 100) est à signaler dans la lame 54. La magnétite ne dépasse pas 3 p. 100.

Migmatites à pyroxène.

Nous venons de voir que les roches éruptives basiques de la région d'Andriamena ont pu être affectées par des phénomènes métasomatiques, en

particulier par un apport de SiO_2 se manifestant par des cristaux lenticulaires de quartz repoussant les autres minéraux. Cet apport s'amplifiant, la roche montrera alors au microscope une structure à cloisons et à l'affleurement la texture d'une véritable migmatite.

Mais à côté de cette métasomatose quartzreuse on peut mettre en évidence une métasomatose potassique qui peut, soit s'effectuer en même temps que la première, soit se développer seule. On aura ainsi toute une variété de migmatites : migmatites plagioclasiques à quartz sans microcline (56) ; migmatites orthosi-plagioclasiques à quartz (55) ; migmatites lamboanitiques (1) à microcline et plagioclase sans quartz (57). On peut même aboutir à de véritables granites ou granodiorites quand l'orientation de la roche disparaît et que les structures sont à résidus (58, 59, 60, 61). Il s'agit alors de véritables charnockites au sens que lui donnait à l'origine T. HOLLAND, 1893.

Il convient maintenant de donner un rapide résumé des observations micrographiques de ces roches. Les éléments blancs l'emportent largement sur les éléments colorés qui ne subsistent souvent qu'à l'état de petits nids à structure granoblastique entre les grands cristaux de quartz ou de microcline. La principale structure observée est la *structure à cloisons* (55-56). Mais ces cloisons constituées de plagioclases et de ferromagnésiens tendant à diminuer d'importance conduisent à l'apparition des structures à résidus (57).

Le quartz, quand il est présent, se rencontre sous forme de cristaux lenticulaires ou en grandes plages à contours lobés. Le microcline ($-2V = 78^\circ$ pour la lame 57) est habituellement perthitique et forme de grands phénoblastes souvent poecilithiques (inclusions de plagioclases). Les plagioclases sont résiduels. Il s'agit d'andésine à 35 p. 100 d'An pour la lame 56. Au contact des microclines ils sont myrmékistiques. Les pyroxènes sont également résiduels. Il s'agit essentiellement d'hypersthène souvent pléochroïque en vert clair et rose. On note en outre quelques cristaux d'augite et d'un clinopyroxène de la série clinenstatite-pigeonite-diopside. L'ouralite (hornblende verte) se développe parfois sur les pourtours des cristaux de pyroxène. La biotite est présente dans certains cas mais en faible quantité. Elle est parfois chloritisée (56). Du grenat est visible dans la lame 60. Le sphène est assez abondant dans la lame 57.

Toutes ces roches présentent le *faciès malgachitique* et peuvent se ranger dans la famille des char-

(1) *Lamboanite*. — A. LACROIX (in *Bull. Soc. Fr. Minéralogie* 1939, p. 295) désigne ainsi une roche présentant un aspect extérieur de gneiss, renfermant essentiellement du microcline et du plagioclase, mais qui est dépourvue de quartz.

nockites car elles renferment en particulier toutes de l'hypersthène.

CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES PYROXÉNIQUES

Il ressort de cette étude pétrographique que nous sommes en présence d'une série continue de roches métamorphiques depuis des pyroxénites feldspathiques jusqu'à des migmatites et même des granites à pyroxène, le passage se faisant progressivement par la proportion plus grande des plagioclases puis l'apparition du quartz et du microcline.

En outre, l'origine des divers faciès pétrographiques de cette série peut être considérée comme identique. Ils *dérivent d'anciennes roches éruptives basiques*, gabbroïques ou dioritiques. D'une part, en effet, dans le chapitre précédent nous avons décrit l'apparition de structure de roches cristallophylliennes (granoblastiques, nématoblastiques ou diablastiques) aux dépens de structures ophitiques ou grenues, typiques des roches éruptives. D'autre part, dans ce présent chapitre nous avons insisté sur la présence dans nombre de lames de structures-reliques, par exemple des plagioclases ou des pyroxènes automorphes résiduels. Dans certains cas il est même assez difficile de savoir à quelle catégorie appartient tel échantillon, le développement des structures cristallophyllienne et éruptive étant à peu près identique.

Comme nous le verrons dans le chapitre « Zonéographie » les associations minérales que nous venons de décrire sont caractéristiques des *roches charnockitiques* dans le sens très large qu'on donne à l'heure actuelle à ce terme de charnockite et que la plupart des auteurs considèrent comme s'étant formées sous les conditions physicochimiques du faciès granulite d'ESKOLA. Etant donné qu'il nous a été possible de voir dans la série du graphite certains de ces faciès pyroxéniques associés d'une part à des gneiss à quartz-plagioclase, cordiérite, sillimanite, biotite, grenat et d'autre part à des gneiss à quartz, plagioclase, cordiérite, sillimanite (ou cordiérite-biotite), grenat, nous savons, de plus, qu'ils peuvent appartenir soit à la base de la zone des gneiss inférieurs, soit à la zone des gneiss ultra-inférieurs (terminologie J. JUNG et M. ROQUES, 1952), ce qui nous apporte une comparaison rarement possible et intéressante entre des zones de cette terminologie et des faciès d'ESKOLA.

Un caractère assez fréquent a été observé dans ces derniers faciès : c'est la présence des filaments à pigmentation jaune ou orangée qui donnent aux échantillons macroscopiques les teintes caracté-

ristiques du *faciès malgachitique*. Le fait que dans certains cas seuls les pyroxènes et les amphiboles soient parcourus par ces filaments est un fait intéressant à signaler. Il semble que ces filaments partent des pyroxènes (ou des amphiboles d'ouraltisation) et qu'ils s'insinuent plus ou moins loin dans les plagioclases, le quartz ou tout autre minéral.

Nous avons dit que certaines roches qui, sur le terrain, avaient un faciès migmatitique, apparaissaient en fait au microscope comme dépourvues de microcline. Seul le quartz en grandes plages lenticulaires « envahissantes » décelait un caractère métasomatique. Il n'empêche qu'une métasomatose potassique a pu se développer car, d'une part elle seule peut expliquer, à notre avis, la présence de biotite développée aux dépens des pyroxènes et d'autre part, fait évidemment plus probant, plusieurs échantillons se sont révélés riches en microcline perthitique.

Un autre fait relevé déjà dans le paragraphe « Minéralogie » a été noté : la nature en général plus basique des plagioclases dans les pyroxénites et les plagioclases à pyroxène. Il eut été évidemment intéressant de faire une étude statistique de ces roches pour voir si le pourcentage en anorthite des plagioclases croissait ou non en fonction de la proportion relative de l'hypersthène par rapport aux autres pyroxènes, car il n'est peut-être pas impossible que lors de l'hypersthénitisation des clinopyroxènes (se traduisant par un départ de chaux) cette dernière soit introduite dans le réseau des plagioclases. On peut également envisager d'attribuer un rôle identique au grenat-grossulaire dont on a signalé parfois la présence.

Enfin, comme dans les roches gabbroïques ou dioritiques la hornblende brun-vert est assez constante. Le fait de l'avoir vue dans de nombreux exemples se former aux dépens des pyroxènes nous conduit à penser que même lorsqu'on la trouvera seule, on pourra raisonnablement conclure qu'elle dérive de pyroxènes et que la roche dans laquelle elle est présente peut être d'origine éruptive.

Ceci va nous amener à aborder l'étude des amphibolites qui constituent, à côté des faciès pyroxéniques, une partie des formations de la série d'Andriamena. Certaines d'ailleurs renferment encore des pyroxènes mais la majorité d'entre elles en sont dépourvues.

ANALYSES CHIMIQUES

Deux échantillons de pyroxénites ont été analysés au Laboratoire de géologie et de minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont par Y. CHALEIL, 1957.

Les provenances de ces deux échantillons sont les suivantes :

K. 2720 : 800 m nord village Sarodrano ;

K. 2743 : crête 3,6 km est village Betrandraka.

Résultats.

NUMEROS	K. 2720	K. 2743
SiO ₂	49,75	47,90
Al ₂ O ₃	17,60	15,80
Fe ₂ O ₃	4,05	4,15
FeO	6,90	7,55
MgO	6,65	9,30
CaO	8,70	12,50
Na ₂ O	3,50	2,0
K ₂ O	0,85	tr.
TiO ₂	1,20	0,60
P ₂ O ₅	tr.	tr.
MnO	0,05	0,10
H ₂ O -	0,25	0,35
H ₂ O -		0,15
TOTAL	99,50	100,40

Au microscope K. 2720 est un gneiss plagioclase à pyroxène et biotite et K. 2743 est une pyroxénite feldspathique à amphibole. En calculant leurs paramètres C.I.P.W. - LACROIX on peut voir quel est leur équivalent éruptif :

K. 2720 : II(III).5.3(4).4(5)[2.2.(I)2.4'].

Ce serait donc une roche à la limite entre gabbro et diorite, de nature noritique (1 = (I)2 et k = 2).

K. 2743 : III.5.4.5[(I)2.(I)2.'2.2].

Il s'agirait donc d'un gabbro (p = 3) à tendance noritique : 1 = '2 et k = (I)2.

La même conclusion s'impose pour ces deux échantillons de pyroxénites que pour les roches éruptives basiques résiduelles : ce sont des roches à *tendance magnésienne*.

Représentation sur le diagramme A.C.F. d'Eskola.

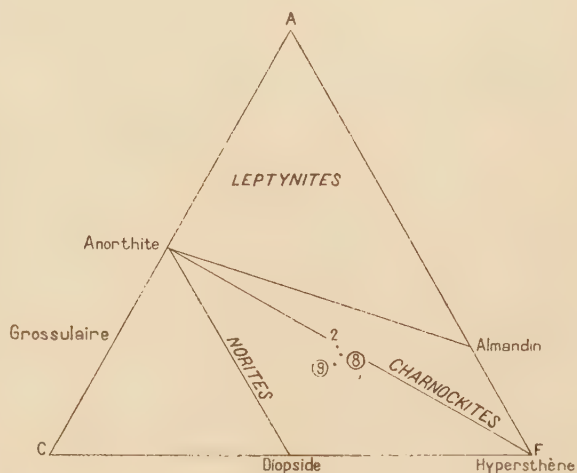
C'est P. ESKOLA, 1915, qui a proposé pour la première fois l'utilisation des diagrammes triangulaires ACF et AKF en vue de donner une repré-

sentation graphique des divers faciès métamorphiques. Nous utiliserons le diagramme ACF pour des roches non déficitaires en SiO₂ et où :

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$$

$$C = CaO$$

$$F = MgO + FeO$$



Sur ce diagramme ont été reportées les valeurs des paramètres ACF des deux pyroxénites dont nous venons de donner l'analyse (8 = K. 2720 ; 9 = K. 2743), du gabbro (1 = K. 813) et de la diorite (2 = K. 536) dont nous avons parlé au chapitre précédent.

Comme nous le verrons dans le chapitre « Zonéographie » ces roches se classent dans le faciès granulite d'ESKOLA, défini par l'association critique plagioclase-hypersthène-diopside. La présence d'amphibole dans les échantillons 2 et 9 n'implique pas que l'on se trouve en présence du développement d'un faciès métamorphique de plus basse intensité. En effet, il s'agit d'une hornblende brune que les auteurs s'accordent à considérer comme stable sous les conditions physico-chimiques du faciès granulite (C.S. PICHAMUTHU, 1953 ; P. ESKOLA, 1957) à l'inverse de la hornblende verte qui, elle, indique un réajustement à des conditions de température plus basse.

En définitive, ces quatre roches se situent à proximité de la limite des groupes charnockites-norites-

CHAPITRE V

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES AMPHIBOLIQUES

DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Introduction.

Associées aux formations pyroxéniques, les formations amphiboliques constituent la deuxième grande catégorie de roches cristallophylliennes dont l'ensemble forme la série basique métamorphique d'Andriamena. Nous distinguerons, là encore, les faciès sans quartz, les faciès gneissiques et les faciès migmatitiques.

A. LACROIX, 1922, distingue parmi les ortho-amphibolites de Madagascar des types feldspathiques et des types non feldspathiques. Dans le premier groupe, il sépare les amphibolites uniformément granoblastiques, les amphibolites schisteuses, les amphibolites à épidote. Ces divers faciès se rencontrent, pour lui, à des niveaux de plus en plus élevés dans les schistes cristallins. Sur la feuille Andriamena, ces formations amphiboliques sont associées sur le terrain soit à des pyroxénites, soit à des gabbros ou diorites plus ou moins transformés, mais on les rencontre surtout en septums dans les migmatites.

Nous allons en dégager les caractères pétrographiques essentiels ce qui permettra de connaître leur origine et les processus de leur genèse.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

AMPHIBOLIQUES

Là encore on s'attachera spécialement, pour chacune des trois grandes catégories distinguées, à l'étude des structures, des associations minérales, des phénomènes de cataclase, de pseudomorphose, de recristallisation.

Faciès amphiboliques sans quartz.

Nous avons groupé sous cette rubrique des formations caractérisées par la proportion importante d'amphibole et l'absence de quartz. Elles se distinguent entre elles par les proportions relatives

d'amphibole et de plagioclase et par la présence ou non de pyroxène et de biotite. Il s'agit essentiellement soit d'amphibolites plagioclasiques, soit de plagioclasiques à amphibole. Mais la limite entre ces deux catégories de roches est moins nette qu'entre les pyroxénites feldspathiques et les plagioclasiques à pyroxène. Dans la classification de ces faciès amphiboliques sans quartz nous nous sommes attachés essentiellement à déceler les modes et les différents stades de leur formation. Des structures-reliques d'anciennes roches éruptives basiques ont été ainsi trouvées. Les phénomènes de cataclase, de pseudomorphose, de recristallisation, conduisant par exemple un gabbro franc à une amphibolite plagioclasiique présentant une structure nématoblastique ont été observés à différents stades de leur développement.

Les descriptions pétrographiques détaillées de ces faciès amphiboliques sans quartz sont données aux paragraphes 7 à 9 de l'annexe, du numéro 62 au numéro 78. Nous allons donner ici les résultats essentiels de cette étude micrographique ainsi que l'analyse chimique d'une amphibolite plagioclasiique (K. 2620).

1. Pétrographie.

L'étude pétrographique a porté sur des amphibolites plagioclasiques et des plagioclasiques à amphibole, renfermant ou non du pyroxène et de la biotite.

Structures. — Il s'agit essentiellement de structures *granoblastiques* ou *granonématoblastiques*. Mais il n'est pas rare de voir des structures-reliques de roches éruptives basiques : structure grenue à gros grains (67-75) ou plagioclases automorphes résiduels isolés dans un fond granoblastique (72-73).

Taille des grains. — Elle est éminemment variable. Certains cristaux de plagioclase ou d'amphibole peuvent atteindre 1 mm dans le sens de leur plus grand allongement (64, 66, 74). Mais en général il s'agit d'agrégats de cristaux équigranulaires de diamètre compris entre 0,2 et 0,5 mm.

Plagioclases. — Leur pourcentage volumétrique est variable. Dans les lames où il a été mesuré il varie de 17 p. 100 à 43 p. 100. En gros, leur pourcentage est de l'ordre de 20 p. 100 dans les amphibolites plagioclasiques et compris entre 35 p. 100 et 45 p. 100 dans les plagioclasiques à amphibole.

La teneur en anorthite n'est pas uniforme. Elle va de 30 p. 100 (limite oligoclase-andésine) à 80 p. 100 (bytownite). Cette teneur ne semble obéir à aucune règle. C'est l'andésine acide qui semble la plus fréquente (4 lames), puis viennent ensemble l'andésine basique, le labrador acide, le labrador basique (chacun dans deux lames) enfin la bytownite qui n'a été rencontrée que dans la lame 78. Ils présentent fréquemment l'extinction roulante et renferment parfois, en inclusions, des gouttelettes de quartz (66-72). Ils peuvent être séricitisés (71-72) et avoir exsudé un peu de chaux sous forme de calcite (72) ou d'épidote (68-70).

Amphiboles. — Leur pourcentage volumétrique varie de 34 p. 100 à 82 p. 100 selon qu'on a affaire à des plagioclasiques ou à des amphibolites. Deux variétés de hornblende sont visibles : d'une part celle rencontrée déjà dans les pyroxénites ou dans les roches éruptives basiques et qui est pléochroïque en brun-vert, brun, jaune clair, d'autre part la hornblende verte commune qui a un angle d'extinction supérieur à 20°.

La hornblende brune constitue des cristaux trapus ou des baguettes allongées. Elle est très certainement d'origine secondaire, c'est-à-dire formée aux dépens des pyroxènes. On peut y voir en effet des résidus d'hypersthène (63) ou, sur certaines faces *p*, superposé au clivage à 120°, celui à 90° d'un pyroxène (67). Enfin, elle renferme le plus souvent des oxydes métalliques disposés en aiguilles et en grains le long des clivages ou une pigmentation noire ferrugineuse.

La hornblende verte se présente rarement en cristaux automorphes. Elle forme de petites baguettes disposées suivant une orientation privilégiée ou bien constitue des agglomérats de fibres très fines disposées sans ordre. Il s'agit là encore d'une amphibole d'ouraltisation. On peut voir par exemple (75) que ces amas à fibres enchevêtrées respectent les contours d'un ancien cristal de pyroxène. Dans la lame 78 les cristaux de hornblende verte, ici peu pléochroïque, renferment à côté des inclusions noires habituelles de magnétite, les mêmes petites plages rougeâtres caractéristiques des pyroxènes schillérisés.

Pyroxènes. — Ils ne sont présents ici qu'à titre secondaire. Pourtant ils atteignent respectivement 16 p. 100 et 13 p. 100 dans les lames 68 et 65. Il s'agit essentiellement d'hypersthène qui, est toujours pléochroïque en rose et incolore. On le voit se transformer en hornblende brune (65) ou en ouralite vert pâle (64-67). L'autre pyroxène est une

augite incolore en lumière naturelle. Tous deux renferment fréquemment des inclusions ferrugineuses.

Biotite. — Elle n'a été rencontrée que dans deux lames : 66 où elle s'y trouve à titre accessoire et 69 où par contre elle constitue 22 p. 100 de la section. Dans ce dernier cas les faces sont brun verdâtre.

Grenat. — Il n'est à signaler que dans la lame 64 : petits grains de 0,3 mm de diamètre. Il est associé au plagioclase et tous deux constituent le fond granoblastique dans lequel se développent les baguettes orientées d'amphibole.

Epidote-Zoisite. — La lame 68 en renferme 6 p. 100. Il s'agit de cristaux de 0,2 × 0,1 mm caractérisés par leur fort relief, leur couleur jaunâtre (en taches et non pas uniforme) et leurs teintes de polarisation anormales. Mais cette teneur est exceptionnelle. Il faut en effet remarquer ici que ce minéral est inhabituel dans les lames de roches provenant de la région d'Andriamena. Le phénomène de saussuritisation n'est pas caractéristique du métamorphisme des roches éruptives basiques de la feuille Andriamena. Ceci est un caractère important du point de vue de l'interprétation zonéographique comme nous le verrons par la suite.

Minéraux accessoires. — Le sphène est assez fréquent (66, 69, 70, 74, 76). Il peut se développer autour de l'ilménite pour constituer du leucoxène (78). L'ilménite est beaucoup plus fréquente dans ces faciès amphiboliques que dans les formations pyroxéniques. La magnétite est habituelle, l'apatite relativement fréquente.

Enfin, le quartz peut être présent à l'état de « gouttes » en inclusions poecilithiques dans les plagioclases (66-72) ou en petits cristaux bien individualisés (0,05 mm) mais en très faible proportion (76, 77, 78).

2. Analyse chimique.

Un seul échantillon d'amphibolite a été analysé. Il porte le n° K 2620. Il a été récolté sur un bed-rock de la rivière Antsahalavabe, 2 kilomètres en amont de son confluent avec la Bemavo. Il s'agit d'une amphibolite plagioclasiique qui dérive d'une ancienne roche éruptive, vraisemblablement d'un gabbro car d'une part les amas de petites aiguilles de hornblende verte ont respecté les contours des cristaux de pyroxène pseudomorphosés et d'autre part le plagioclase est un labrador. On y note en outre quelques lamelles de chlorite (pennine). Les résultats de cette analyse effectuée par J. ORLIAC, 1958, sont donnés au tableau I. Les paramètres C.I.P.W. - LACROIX permettent de voir que l'équivalent éruptif de cette amphibolite plagioclasiique est un gabbro calco-magnésien.

Dans la deuxième colonne du tableau sont indiqués les pourcentages moléculaires des principaux

éléments (dont le total a été ramené à 100). Il était intéressant en effet de voir à quel type elle se rapportait dans la classification des amphibolites établie par P. LAPADU-HARGUES, 1953, d'après leurs teneurs en FeO, MgO, CaO. En fait si sa teneur en FeO (9,1 p. 100) rapprocherait cette amphibolite du type « ortho », par contre ses teneurs en MgO et CaO la rangeraient carrément dans le groupe « para ». Ceci peut sembler anormal mais il faut remarquer qu'une teneur en magnésie élevée est la caractéristique de toutes les roches éruptives basiques résiduelles de la série d'Andriamena. En

TABLEAU I

	% pond.	% moléc.
SiO ₂	45,30	49,80
Al ² O ₃	14,40	9,30
Fe ² O ₃	7,05	2,9
FeO	8,95	9,1
MgO	7,70	12,7
CaO	11,50	13,5
Na ² O	2,35	2,5
K ² O	0,20	0,20
TiO ₂	1,45	"
P ₂ O	0,15	"
MnO	0,20	"
H ² O	0,70	"
H ² O —	0,05	"
Total	100,0	100,0

Paramètres CIPW — LACROIX : III.5.4'.(3)4[2.2.2'.3]

Valeurs de NIGGLI	Si = 93,7	k = 0,05
	al = 18,7	mg = 0,45
	fm = 52,3	ti = 0,3
	c = 25,4	p = 0,1
	alk = 4,95	

outre, la teneur très forte en CaO peut s'expliquer en tenant compte des conditions de gisement de cette roche : elle a été récoltée dans l'une des nombreuses lentilles de migmatites intraformationnelles, à faciès non malgachitique, rencontrées dans les hautes vallées des affluents rive gauche de la Bemavo et de ceux, rive droite, du Kamoro. Or comme nous le verrons dans un paragraphe ultérieur, la migmatisation s'accompagne d'échanges métasomatiques et en particulier provoque un départ de Ca. Il est donc assez vraisemblable d'admettre que le calcium, chassé des zones amphiboliques migmatisées soit venu se concentrer dans les enclaves, les septums non « digérés ».

Un autre critère de distinction entre amphibolites d'origine sédimentaire ou éruptive, établi

également par P. LAPADU-HARGUES, 1958, est la teneur en TiO₂. Cet auteur montre en particulier que la valeur de 0,8 p. 100 de TiO₂ peut être considérée comme la limite entre « ortho » — (au-dessus) et « para » — amphibolites (au-dessous). Or la teneur en TiO₂ de l'échantillon K. 2620 est de 1,45 p. 100 ce qui est une preuve supplémentaire de son origine éruptive.

Faciès amphiboliques gneissiques.

Ici le quartz apparaît comme un constituant important. Son pourcentage néanmoins ne dépasse pas 20 p. 100 et son caractère métasomatique n'est pas toujours aussi évident que dans les gneiss à pyroxène. Nous allons étudier les principaux caractères de ces orthogneiss amphiboliques dont les lames les plus typiques sont décrites dans l'annexe (79 à 82).

Structures. — Les proportions quartzo-plagioclasiques présentent toujours une structure grano-blastique. Les cristaux d'amphibole et de biotite peuvent être isolés dans ce fond granoblastique et donner une certaine orientation mais ils peuvent également former des lits, des petits amas nettement séparés où aiguilles d'amphibole et plages de biotite sont enchevêtrées les unes dans les autres. La lame 80 montre que la roche primitive présentait une structure ophitique car il subsiste d'anciennes baguettes automorphes de plagioclases.

Quartz. — Il est fréquemment à extinction roulante. Son pourcentage varie de 10 à 20 p. 100.

Plagioclases. — Leur pourcentage est compris entre 25 p. 100 et 47 p. 100. Leur teneur en anorthite est variable : oligoclase basique (80-81), labrador entre 50 et 55 p. 100 An (82), bytownite entre 70 et 80 p. 100 An (79). Certains de ces plagioclases sont résiduels car ils sont tronçonnés et ont des macles tordues (80-81-82). Par contre il semble que dans la lame 79 il ait recristallisé (?).

Amphiboles. — Leur pourcentage volumétrique est compris entre 20 et 40 p. 100. La hornblende brune n'a pas été rencontrée. La hornblende verte cristallise le plus souvent en aiguilles, en lamelles fibreuses enchevêtrées les unes dans les autres. Ces amas épousent parfois la forme des anciens cristaux de pyroxène pseudomorphosés et leur contour est souligné par un liseré d'ouralite vert bleu foncé. La trémolite n'a été rencontrée que dans la lame 79.

Pyroxènes. — Ils ont complètement disparu. Il n'en subsiste que de rares fragments dans les amas de trémolite et de hornblende verte de lame 79.

Biotite. — La biotite, elle, arrive à constituer jusqu'à 16 p. 100 de la roche (81) et même 30 p. 100 (80). Mais elle peut être absente (79-82).

Minéraux accessoires. — Magnétite et ilménite sont habituels mais moins abondants que dans les

faciès sans quartz. Le sphène est présent (80-82). Enfin signalons un peu d'apatite et de calcite.

Faciès amphiboliques migmatitiques.

Leur étude n'a pas été très approfondie mais il est possible néanmoins d'en dégager leurs caractéristiques essentielles.

Tout d'abord il faut opposer ces migmatites amphiboliques aux migmatites pyroxéniques étudiées dans le précédent chapitre. Ces dernières peuvent se rattacher à la famille des roches charnockitiques, en particulier : elles présentent le faciès malgachitique et renferment de l'hypersthène. Les migmatites amphiboliques, elles, ne présentent jamais ce faciès malgachitique et l'amphibole n'est pas la hornblende brune, caractéristique de certaines roches charnockitiques, mais la hornblende commune verte. Ces deux variétés de migmatites correspondent à notre avis à deux cycles de migmatisation totalement différents. Les migmatites charnockitiques sont contemporaines du métamorphisme du vieux complexe intrusif basique, métamorphisme dont la limite supérieure peut être datée, comme nous le verrons dans le chapitre X, par l'âge des galènes de la région sud-ouest de Tsaratanàna (1830 MA). Les migmatites amphiboliques, elles, sont contemporaines du dernier grand cycle de migmatisation et de granitisation connu à Madagascar, d'âge éocambrien. Dans un autre ordre d'idée, bien que nous ne possédions aucune analyse chimique de ces migmatites, il est peut-être possible de dégager les caractères principaux de cette migmatisation. Dans les faciès d'injection ou d'imbibition quartzo-feldspathiques tels que les faciès agmatite et épibolite, développés dans les formations amphiboliques de la série d'Andriamena la nature de la métasomatose n'est pas uniforme.

D'une part en effet, certaines roches qui à l'affleurement présentaient une texture migmatitique évidente se sont révélées dépourvues de feldspath potassique (82). Il convient à ce sujet de rappeler l'étude faite par J. PETERLONGO, 1955, sur les amphibolites d'aspect migmatitique des Monts du Lyonnais. Il a pu établir le bilan des transformations métasomatiques effectuées durant cette migmatisation. Ce bilan est le suivant : gain de Si en quantité notable, gain de Na en quantité faible, perte de Fe, Mg, Ca en quantité notable, permanence ou diminution sensible de la teneur en Al. En comparant ces résultats à ceux obtenus par P. AICARD, 1953, sur des gneiss et micaschistes de provenances diverses, J. PETERLONGO en conclut « qu'il n'y a pas deux types de migmatisation et que l'absence ou tout au moins la rareté du microcline dans les amphibolites migmatitiques ne vient pas du « refus » malaisément explicable d'un apport général de potassium, mais tout simplement du fait

que ce dernier élément n'existe pas ou existe en faible proportion dans la roche initiale ».

Mais si dans la plupart des cas la nature de l'apport métasomatique au cours de la migmatisation de certaines amphibolites de la série d'Andriamena est essentiellement silico-sodique, il n'est pas douteux d'autre part qu'un apport de potassium s'y soit également manifesté. L'étude pétrographique des deux lames 83 et 84 en apporte une preuve évidente. Il faut préciser que ces deux lames ont été taillées dans des échantillons provenant du grand massif migmatito-granitique qui borde à l'Est la feuille Andriamena. Il s'agit de deux migmatites à amphibole et biotite renfermant du microcline. Dans la lame 83 on assiste en particulier à un véritable « envahissement » par du microcline ($-2V + 66^\circ$) d'une ancienne roche éruptive à plagioclases automorphes qui subsistent encore en grandes plages avec des mâcles tordues. La photo 1 de la planche 20 montre un de ces grands cristaux de plagioclase dont une partie a été remplacée, pseudomorphosée par le microcline. A la vue d'un tel exemple, l'hypothèse d'un apport potassique n'est pas à mettre en doute. Il doit être admis également d'ailleurs pour bon nombre des migmatites charnockitiques étudiées dans le chapitre précédent.

Ainsi nous pouvons dire que les bilans des phénomènes métasomatiques produits au cours des deux migmatisations ayant affecté les roches basiques de la série d'Andriamena ne sont pas uniformes. Dans certains cas, Si et Na seuls ont vraisemblablement été introduits, mais dans d'autres cas l'apport de K est évident. Quant aux « éléments de départ » l'étude pétrographique seule ne permet pas de les identifier avec certitude.

Pourtant, à la fin du paragraphe relatif aux faciès amphiboliques sans quartz, nous avons montré qu'un enrichissement en Ca pouvait se produire dans les enclaves, les septums de roches basiques subsistant dans les zones amphiboliques migmatisées. Enfin, au sujet de Fe, la mise en évidence de son départ des zones migmatisées et surtout de son point d'aboutissement permettrait peut-être de lever l'incertitude qui plane encore sur l'origine exacte des quartzites à magnétite associés à certains termes de la série basique d'Andriamena.

CONCLUSION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES AMPHIBOLIQUES

Il ressort de cette étude pétrographique que les formations amphiboliques qui constituent une partie de la série d'Andriamena forment une *série continue* depuis des amphibolites jusqu'à des migmatites à amphibole. Les termes intermédiaires sont

les amphibolites plagioclasiques, les plagioclasites à amphibole et les gneiss à amphibole.

Leur *extension géographique* est beaucoup moins importante, sur la feuille Andriamena, que celle des formations cristallophylliennes pyroxéniques. Par contre il semble, d'après G. GUYONNAUD, 1951, qu'elles y soient seules représentées sur la feuille Maevatanàna.

L'*origine* de ces faciès est double : ils dérivent de gabbros ou de diorites soit directement soit indirectement par l'intermédiaire des pyroxénites. Les principales preuves sont les suivantes :

— structures-reliques (grenues à gros grains ou doléritiques) ;

— présence parmi les roches éruptives basiques résiduelles d'échantillons de gabbros ou de diorites où l'amphibole est le seul minéral ferromagnésien ;

— passages progressifs de pyroxénites dépourvues d'amphibole à des pyroxénites à amphibole puis à des amphibolites à pyroxène enfin à des amphibolites franches ;

— résidus de pyroxène dans les hornblendes brunes ou vertes ;

— fréquence d'inclusions de minéral ou de pigmentations ferriques dans les amphiboles ce qui indique que lors de sa transformation l'amphibole a exsudé du fer. Or le pyroxène dont elle dérive fréquemment est un hypersthène ferrique (certainement beaucoup plus riche en FeO que la hornblende brun-vert et à plus forte raison que la hornblende verte). L'excès de fer résultant de transformation a dû ainsi se matérialiser sous forme d'oxydes.

Du *point de vue zonéographique* nous verrons qu'il faudra faire la séparation entre les amphibolites à hornblende brune qui peuvent être stables sous les conditions du faciès granulite d'ESKOLA et les amphibolites à hornblende verte caractéristiques du faciès amphibolite.

La *gneissification* observée ici est différente de celle de la série pyroxénique. L'envahissement d'amphibolites par de grands quartz lenticulaires a été rarement observé. Le passage progressif d'amphibolites plagioclasiques à des amphibolites quartzo-plagioclasiques puis à des gneiss peut s'expliquer ainsi : d'abord gouttelettes de quartz dans les amphiboles et les plagioclases, puis croissance de ces « gouttes » jusqu'à la formation des cristaux bien individualisés sans forme lenticulaire. Ce fait a d'ailleurs été signalé par SUTTON et WATSON, 1951, qui, étudiant le métamorphisme de dolérites, montrent le pyroxène remplacé par des agrégats de hornblende vert pâle et de quartz dans un premier stade, puis la recristallisation de ces agrégats finement grenus en cristaux plus gros dans un stade ultérieur.

Quant à la *migmatisation* on a pu mettre en évidence l'apport de potassium dans une ancienne roche éruptive basique qui se traduit en particulier par la transformation sans changement de volume d'un cristal de plagioclase résiduel en un microcline. Mais il manque trop de données pétrographiques et chimiques sur ces amphibolites migmatitiques de la région d'Andriamena pour que l'on puisse avoir une idée précise des transformations métasomatiques qui ont conduit à leur formation.

CHAPITRE VI

LES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE BASIQUE MÉTAMORPHIQUE D'ANDRIAMENA

Introduction.

L'expression de « Schistes savonneux » a été employée ici pour dénommer tout un ensemble de roches présentant certains caractères communs : *toucher savonneux, gras ; dureté faible, rayables au couteau*. Ce terme englobe les faciès pétrographiques suivants : trémolites, actinotites, à talc ou non ; talcschistes à chlorite ou non ; chloritoschistes. Ce terme générique est une traduction, assez large il est vrai, du terme anglo-saxon très pratique « Soapstones » qui englobe également une grande variété de faciès pétrographiques et qui n'a pas d'équivalent dans la littérature de langue française. Mais il ne faut pas attribuer au mot de « schistes » un sens descriptif. Ces divers faciès, en effet, ne montrent pas en général de plans de schistosité. Ce sont le plus souvent des roches compactes où les minéraux ne sont pas orientés.

A Madagascar, de nombreux affleurements de telles roches ont été signalés un peu partout et dans les divers systèmes stratigraphiques sauf, peut-être, dans celui du graphite. Ils sont spécialement abondants dans le système du Vohibory, de Maevatanàna, de Beforona, de Daraina et de la Maha. Alors que dans certains groupes, il s'agit essentiellement de serpentines (Vohibory), aucun affleurement d'une telle roche n'est à signaler dans la série d'Andriamena. Nous n'en avons rencontré qu'un petit affleurement à l'intérieur du massif de gabbro à olivine recoupant de Betafo-Ankaranando. H. DE LA ROCHE, 1957, a donné les caractéristiques essentielles des « Soapstones » de Madagascar : nature, mode de gisement, minéralogie. Il discute également leur origine et les processus de leur formation.

L'étude qui va être entreprise nous amènera d'abord à donner les caractères pétrographiques essentiels et quelques analyses chimiques de ces schistes savonneux. Puis nous verrons leurs relations avec les autres formations de la série d'Andriamena, leur origine et leur genèse. Quant à leur mode de gisement, il a été décrit dans le chapitre deuxième de ce mémoire, car ces schistes savonneux font partie de la série cristallophyllienne basique d'Andriamena dont ils ne représentent que des

accidents locaux, des faciès un peu aberrants. Ils présentent un certain intérêt tant du point de vue théorique que du point de vue économique, car on sait que certaines lentilles de ces roches renferment de grosses concentrations de chromite.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DES SCHISTES SAVONNEUX

Dans les descriptions détaillées des échantillons de schistes savonneux les plus caractéristiques données dans l'annexe (85 à 93), les catégories suivantes peuvent être distinguées : amphibolites où apparaissent trémolite, chlorite, talc ; trémolites ou actinotites ; chloritoschistes et enfin talcschistes.

Amphibolites (85 à 88).

Le minéral principal est la hornblende verte alumineuse (angle d'extinction de l'ordre de 26°) analogue à celle rencontrée dans les formations amphiboliques étudiées dans le chapitre précédent. Nous avons vu qu'elle provenait de la pseudomorphose de pyroxènes. Or, ici, elle tend elle-même à se transformer en trémolite incolore (angle d'extinction de l'ordre de $16-18^\circ$) et peut-être en talc (87) mais ceci n'est pas très évident. Le passage hornblende-trémolite est parfois souligné par des petits grains de minéral disposés dans la trémolite à proximité du contact (88). Les lames (1×1 mm) de fines aiguilles de trémolite enchevêtrées les unes dans les autres ont leurs contours soulignés par une hornblende verte. Ces contours sont ceux des anciens cristaux de hornblende pseudomorphosés. Dans la lame 85 on peut voir également quelques plages de chlorite (clinochlore) mais leur origine ne peut être précisée. Enfin, signalons comme minéraux accessoires un peu de plagioclase, de quartz, de calcite (85) et de magnétite (85-88).

Trémolitites. Actinotites.

La transformation hornblende verte-trémolite (ou actinote) arrive à gagner tout l'échantillon (89-90-91-92). Il peut subsister quelques cristaux résiduels de hornblende verte, non pléochroïque, à angle d'extinction de 26° (89). Mais en fait, les autres lames se montrent composées d'aiguilles de trémolite incolore ou d'actinote pléochroïque vert pâle, soit en fines aiguilles enchevêtrées les unes dans les autres, soit plus rarement en cristaux trapus bien individualisés. Certaines sections paraissant homogènes en lumière naturelle se décomposent en fait en un agrégat de fibres à orientation désordonnée. Ces aiguilles de trémolite peuvent être cimentées par des petites plages dentelées de talc (92). On peut trouver également des petits amas de fines lamelles (0,2×0,2 mm) de chlorite (89) ainsi que des granules de magnétite (91).

Chloritoschistes. Talschistes.

Deux variétés de chlorite sont visibles : de la *pennine* pléochroïque en vert jaune et incolore avec des teintes de polarisation anormales bleu violacé (94-96) et surtout du *clinocllore* incolore à biréfringence faible et à angle d'axe positif. Ce clinocllore a été vu se développer aux dépens de la trémolite (93). Le *talc* est en fines paillettes ou en lamelles déchiquetées. Il est blanc en lumière naturelle, présente des teintes de polarisation très vives, analogues à celles de la muscovite. Il est optiquement négatif. Ce minéral peut se développer soit aux dépens de la trémolite (94-95), soit aux dépens des orthopyroxènes (voir paragraphe « Roches ultrabasiqes résiduelles » du chapitre III). La présence d'autres minéraux est à signaler : zoïsite jaune clair (93), squelettes de hornblende verte (94) ou aiguilles de trémolite (93-94-95), pyrite (95-96), enfin inclusions allongées en aiguilles d'un minéral jaune rougeâtre analogue à celui rencontré dans les pyroxènes schillérisés (96).

CARACTÈRES CHIMIQUES DES SCHISTES SAVONNEUX

Deux échantillons de schistes savonneux ont été analysés au Laboratoire de géologie et de minéralogie de Clermont par Y. CHALEIL, 1957. *K. 2614* est un talschiste à hornblende et chlorite provenant du confluent Antsahalavakely-Bemavo (quart nord-ouest de la feuille Andriamena) et *K. 3514* est une trémolitite à talc et chlorite provenant de la rivière Ankoririka, à 9 kilomètres au S.-S.-E. de Maewatanàna (quart nord-ouest de la feuille Maewatanàna). Les résultats sont donnés au tableau I ci-après.

Nous avons calculé les paramètres magmatiques C.I.P.W.-LACROIX pour voir quel était l'équivalent éruptif de ces deux schistes savonneux. Ce serait des roches de la famille des gabbros du type magnésien ($l = 1$) et plus particulièrement noritique ($k = 1$). Mais cette comparaison ne serait valable qu'au cas d'une transformation isochimique. Or nous verrons que la genèse des schistes savonneux s'est accompagnée de phénomènes métasomatiques, en particulier d'un apport d'eau et ces paramètres n'ont pas grande signification.

Pour l'instant il faut relever le *caractère magnésien* de ces deux échantillons mais aussi de tous les autres schistes savonneux de la région d'Andriamena qui, au microscope, révèlent la présence de trémolite, de talc ou de chlorite, minéraux riches en MgO.

TABLEAU I

NUMÉROS	K. 2614	K. 3514
SiO ₂	49,05	50,30
Al ₂ O ₃	15,05	13,35
Fe ₂ O ₃	1,65	2,10
FeO	3,70	6,10
MgO	15,35	21,60
CaO	4,45	4,05
Na ₂ O	0,60	0,30
K ₂ O	0,40	0,0
TiO ₂	0,50	0,15
MnO	0,10	0,10
H ₂ O +	3,60	2,60
H ₂ O -	0,20	0,15
TOTAL	99,65	99,80
Valeurs de NIGGLI		
si = 106,3	si = 98,5	
al = 19,1	al = 14,2	
fm = 68,6	fm = 76,7	
c = 10,4	c = 8,47	
alk = 1,8	alk = 0,58	
k = 0,23	k = 0	
mg = 0,72	mg = 0,82	
ti = 0,6	ti = 0,2	
Paramètres C.I.P.W. — LACROIX :		
K. 2614 : III.4'.4'.4'[I.I.I.2.]		
K. 3514 : IV.4(5).5.5.2'[I.I.I.(2)]		

ORIGINE DES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Critères de terrain.

L'association sur le terrain de ces schistes savonneux avec des roches éruptives basiques et ultrabasiqes ou avec leurs produits de transformation métamorphique fait pencher déjà pour les considérer comme des faciès particuliers de la série d'Andria-

mena. Ils sont, d'une part, associés à des ortho-amphibolites et, d'autre part, à l'intérieur de certains de leurs amas, nous avons signalé la présence de pyroxénolites.

Critères pétrographiques.

L'étude pétrographique vient confirmer ces constatations de terrain. La hornblende verte signalée comme résiduelle dans les schistes savonneux résulte très vraisemblablement de la pseudomorphose d'anciens cristaux de pyroxène. Elle est, en effet, analogue à celle que nous avons décrite dans les gabbros ou diorites ouralitisés, ainsi que dans les amphibolites dérivant de ces derniers.

D'autre part, si trémolite, talc, chlorite se développent aux dépens de cette hornblende, elle-même de pseudomorphose, ils peuvent également prendre naissance directement aux dépens des pyroxènes. Dans le paragraphe relatif à la pétrographie des roches éruptives ultrabasiques, nous avons décrit quelques lames montrant le développement d'aiguilles de trémolite, ou de plages de talc, aux dépens des pyroxènes (essentiellement les ortho-pyroxènes).

Il paraît donc vraisemblable d'admettre deux origines pour les schistes savonneux de la série basique métamorphique d'Andriamena. *Ils peuvent s'être formés, soit aux dépens d'orthoamphibolites, soit directement aux dépens de roches éruptives ultrabasiques (pyroxénolites).*

Critères chimiques.

Un autre critère enfin peut être utilisé pour préciser l'origine sédimentaire ou éruptive des schistes savonneux. Comme dans certains cas, ils dérivent

d'amphibolites, l'origine de ces dernières peut être déduite de leur teneur en certains éléments.

D'après A.-E. ENGEL et C.-G. ENGEL, 1951, beaucoup d'ortho-amphibolites renferment plus de Co, Ni, Cr, Sc et Cu et moins de Pb, Au et Ba que les para-amphibolites. Malheureusement de tels dosages n'ont pu être effectués que pour Ni et Cr et n'ayant eu connaissance que d'un résumé de l'étude de ces auteurs, nous ne savons pas à quoi correspondent nos propres résultats.

J. DE WIDT (1957), à l'occasion du XVI^e Congrès international de chimie, a fait paraître une note intitulée : « Quelques aspects de la géochimie du chrome. » Il montre qu'une teneur en Cr_2O_3 supérieure à 0,025 p. 100 indique une amphibolite d'origine éruptive, mais que, par contre, la conclusion inverse n'est pas permise car le pourcentage en Cr_2O_3 des basaltes peut s'abaisser parfois à 0,010 p. 100.

Enfin, P. LAPADU-HARGUES, 1957, 1958, après avoir montré que « le métamorphisme ne s'accompagne guère de transfert important de titane au sein des roches sauf, peut-être, dans des zones très profondes proches de la granitisation » et donc que « le stock de titane des amphibolites sera à peu de chose près celui de la roche d'origine », en conclut d'après les teneurs moyennes des roches éruptives mésocrates (entre 1 et 2 p. 100) et des sédiments calcaro-magnésiens (de l'ordre de 0,1 p. 100) que la valeur de 0,8 p. 100 peut être considérée comme la limite entre ortho et para-amphibolites.

Les teneurs en Ni, Cr_2O_3 , TiO_2 de quelques échantillons de schistes savonneux ont donc été calculées. Sur le tableau II ci-après nous avons reporté également les teneurs de ces éléments pour des échantillons de pyroxénolites, gabbros, diorites, pyroxénites et amphibolites, afin de pouvoir faire des comparaisons intéressantes.

TABEAU II

NUMEROS d'échantillons	NATURE DE LA ROCHE	Ni %	Cr_2O_3 %	TiO_2 %
K. 2630	Pyroxénolite	0,034	0,65	0,15
2492	—	0,023	0,43	0,45
3012	—	0,01	0,20	0,10
813	Gabbro	0,01	0,10	0,70
536	Diorite	0,005	0,006	1,20
2743	Pyroxénite	0,008	0,13	0,60
2720	—	0,005	0,006	1,20
2620	Amphibolite	0,005	0,023	1,45
2637	—	0,032	0,32	0,20
2607	Talcschiste	0,062	0,044	0,05
2614	—	0,033	0,17	0,50
3514	Trémolite	0,03	0,24	0,15

En note infrapaginale a été indiquée schématiquement la méthode utilisée par A. BOUCHARD (Clermont-Ferrand) pour le dosage de Ni et de Cr.

Méthode du dosage spectrographique de Ni et Cr (A. BOUCHARD, 1958, *comm. orale*. — 1. *Dosage de Cr*. — Les échantillons broyés sont mis à évaporer dans l'anode de l'arc d'un spectrographe JOBIN et YVON, Z3, pendant 1'30" sous 10 ampères. Les spectres sont enregistrés au secteur tournant sur « plaques B40 ». Après développement (révélateur D 19b, — trois minutes), l'intensité de la raie 2843 Angstroms du chrome est mesurée au densitomètre.

La teneur en Cr est donnée en fonction de cette intensité par une courbe d'étalonnage établie au préalable à partir de standards dont la teneur en Cr est connue (solutions titrées de $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{K}_2$ ajoutées à un mélange de base dont la composition se rapproche de celle des échantillons à analyser). Cinq standards ont été fabriqués : 0,01 p. 100, 0,025 p. 100, 0,1 p. 100, 0,5 p. 100, 1 p. 100 de Cr.

L'évaporation de ces standards se fait dans les mêmes conditions que celles définies plus haut. L'intensité de la raie 2843 Angstroms est mesurée au densitomètre pour chacun d'eux. La courbe d'étalonnage est ainsi établie : intensité de la raie en fonction de la teneur en Cr.

2. *Dosage du Ni*. — Il a été effectué à l'aide d'un spectrographe HILGER moyen modèle. Les échantillons broyés, mélangés à du CO_3Na_2 R.P. (trois parties d'échantillon, 1 de CO_3Na_2) sont mis à évaporer dans l'anode sous 7 ampères pendant 1'30". Les spectres sont enregistrés en secteur tournant sur plaques Kodak B. 10. Après développement (révélateur D 19b trois minutes) l'intensité de la raie 3414 Angstroms du Ni est mesurée au densitomètre. La teneur en Ni est donnée en fonction de cette intensité par une courbe d'étalonnage établi au préalable à partir de standards dont la teneur en Ni est connue (solutions titrées de SO_4Ni ajoutées à du Kaolin). Cinq standards ont été fabriqués contenant respectivement 0,005 p. 100, 0,01 p. 100, 0,03 p. 100, 0,06 p. 100, 0,1 p. 100 de Ni.

Suite des opérations : voir dosage Cr.

1. *Pour Ni* les teneurs paraissent assez faibles mais nous ne savons pas ce qu'elles peuvent représenter d'après A.-E. ENGEL et C.-G. ENGEL. Nous devons préciser qu'au cours de nos prospections nous n'avons rencontré aucun gisement de schistes savonneux renfermant des minéraux nickellifères.

2. *Pour Cr^{2}O^3* il est curieux de noter que les teneurs sont relativement faibles pour toute la série d'échantillons, y compris les schistes savonneux (0,044-0,17-0,24) alors que les gisements de chromite se rencontrent justement dans de telles roches (voir chapitre suivant). Mais, à notre avis, cela ne signifie certainement pas qu'il faille envisager une double origine pour les schistes savonneux de la série d'Andriamena : sédimentaire pour ceux dont la teneur en Cr^{2}O^3 est faible et éruptive pour ceux renfermant des concentrations élevées. En effet, les roches éruptives telles que pyroxénolites, gabbros, diorites ne renferment elles-mêmes qu'un faible pourcentage de Cr^{2}O^3 . La conclusion logique entraîne deux solutions possibles :

— Les vieux massifs éruptifs basiques présentaient des teneurs en Cr^{3}O^2 très variables et cet élément s'est trouvé concentré au cours de la mise en place des massifs, dans des zones préférentielles,

— ou bien le chrome, régulièrement réparti à l'origine, s'est concentré ultérieurement au cours du métamorphisme général qui a transformé le vieux complexe éruptif basique pour donner la série métamorphique d'Andriamena.

Dans le paragraphe « Mode de formation des gisements chromifères » du chapitre suivant nous verrons que certains arguments militent en faveur de cette deuxième hypothèse.

3. Quant au *titane* on s'attendrait, d'après les conclusions de P. LAPADU-HARGUES, 1958, à trouver pour les schistes savonneux une teneur égale ou supérieure à 0,8 p. 100. Or, pour les quatre échantillons de ces roches dont TiO_2 a été dosé, on a : 0,50 p. 100, 0,15 p. 100, 0,05 p. 100, 0,20 p. 100. Seuls les échantillons d'amphibolites (K. 2720 et de diorite (K. 536) renferment des teneurs supérieures à 1 p. 100. Ceci peut paraître à prime abord anormal mais il faut faire les remarques suivantes :

Tout d'abord la même constatation peut être faite que pour les teneurs à première vue aberrantes en Cr_2O_3 : les roches éruptives basiques et ultrabasiques renferment elles-mêmes de très faibles teneurs en TiO_2 (0,10 p. 100, 0,15 p. 100, 0,45 p. 100, 0,70 p. 100). Les produits de transformation de telles roches renfermeront donc eux-mêmes de faibles proportions de TiO_2 .

Cette teneur anormalement basse de TiO_2 dans les roches éruptives anciennes est due à ce qu'elles présentent un caractère magnésien, souvent même hypermagnésien, et non pas ferrique. Or, le titane appartient à la famille des éléments du fer (GOLDSCHMID, 1929) ou des ferrides (LANDERGREN, 1943) et dans une roche basique riche en minéraux magnésiens (orthopyroxènes, trémolite, talc) les minéraux riches en fer (ilménite, et à un degré moindre, magnétite) s'y trouveront subordonnés.

On en vient ainsi à envisager la possibilité d'une relation entre les teneurs en MgO , FeO et TiO_2 . Or, en comparant, pour les dix échantillons énumérés ci-dessus, leur teneur en TiO_2 avec la valeur du rapport MgO/FeO (moléculaire), on s'aperçoit que ce rapport diminue en même temps qu'augmente la teneur en TiO_2 .

TABLEAU III

NUMÉROS échantillons	RAPPORT MgO/FeO	% TiO_2
K.3012.....	7,20	0,10
K.2630.....	11,5	0,15
K.3514.....	6,35	0,15
K.2492.....	4,52	0,45
K.2614.....	3,16	0,50
K.2743.....	2,20	0,60
K. 813.....	3,77	0,70
K.2720.....	1,77	1,20
K. 536.....	1,63	1,20
K.2620.....	1,39	1,45

Mais il n'y a, par contre, aucune relation entre MgO , TiO_2 et Fe_2O_3 . La teneur en TiO_2 n'est pas fonction de la valeur du rapport $MgO/FeO + Fe_2O_3$, ce que nous avons calculé mais qui n'a pas été reproduit ici.

Ainsi il semble qu'il faille introduire un correctif à la conclusion de P. LAPADU-HARGUES, 1958, sur l'origine possible des amphibolites d'après leurs teneurs en TiO_2 . Si une teneur supérieure à 0,8 p. 100 permettra bien de classer l'amphibolite dans le groupe des « orthos », par contre une teneur inférieure à cette valeur critique ne la rangera pas automatiquement dans les « paras ». Elle pourra être « ortho » dans le cas où le rapport MgO/FeO est supérieur à 2. Mais ce dernier chiffre n'a été dégagé que d'après dix analyses et il serait nécessaire de fixer la valeur critique de ce rapport MgO/FeO de façon statistique en reprenant par exemple un certain nombre d'analyses de roches éruptives magnésiennes (pyroxénolites, norites, allivalites) données dans la littérature.

Enfin, comme le fait remarquer P. LAPADU-HARGUES, 1958, « le métamorphisme ne s'accompagne guère de transfert important de titane au sein des roches sauf, peut-être, dans des zones très profondes proches de la granitisation ». Or, les échantillons montrant de faibles teneurs en TiO_2 ont été prélevés au sein de formations présentant les associations minérales caractéristiques de la zone des gneiss ultrainférieurs, dans la terminologie J. JUNG et M. ROQUES, 1952, ou du faciès granulite d'ESKOLA. Il n'est donc peut-être pas irraisonné d'entrevoir une possibilité d'appauvrissement en titane des roches éruptives basiques enfouies à de grandes profondeurs et soumises à des pressions et des températures élevées. Dans le cas particulier des roches de la série d'Andriamena il est difficile de préciser dans quelle mesure ce phénomène de mobilisation du titane est intervenu car leur faible teneur en titane s'explique essentiellement par leur caractère magnésien très prononcé.

GENÈSE DES SCHISTES SAVONNEUX DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Si l'origine éruptive des roches dont dérivent les schistes savonneux de la série d'Andriamena paraît être bien établie, les processus exacts de la genèse de ces schistes sont plus difficiles à mettre en évidence. Néanmoins, nous allons tenter d'en dégager les grandes lignes. On sait que la stéatitisation a été définie par H.-H. HESS, 1933, comme « le processus d'altération hydrothermale conduisant une roche ultrabasique à une roche à talc ».

1. Métasomatose hydrothermale au cours du métamorphisme général.

Il n'est pas douteux que la genèse des schistes savonneux peut être attribuée à une métasomatose hydrothermale affectant d'une part des roches ultrabasiques telles que les pyroxénolites et, d'autre part, des amphibolites dérivant elles-mêmes de roches éruptives basiques.

Preuves minéralogiques. — Dans les descriptions pétrographiques, nous avons vu l'apparition de minéraux hydratés, tels que chlorite et talc, aux dépens aussi bien des pyroxènes que des amphiboles alumineuses, par l'intermédiaire souvent, dans ce dernier cas, de trémolite.

Preuve chimique. — La simple comparaison des analyses chimiques de pyroxénolites et d'amphibolites d'une part, et de celles de schistes savonneux d'autre part, montre immédiatement les différences de teneurs en H_2O + (élément constitutif de la roche partant à 1.000°). Un petit tableau les remettra en mémoire.

Pyroxénolites % H_2O +	Amphibolites % H_2O +	Schistes savonneux % H_2O +
K. 2492 = 0,20 K. 2630 = 0,20 K. 3012 = 0,70	K. 2620 = 0,70	K. 2614 = 3,60 K. 3514 = 2,60

Métasomatose hydrothermale = phénomène métamorphique. — On peut se demander si cette métasomatose est le résultat de l'action de solutions résiduelles postmagmatiques, contemporaine donc de la mise en place des vieux massifs éruptifs basiques ou bien si elle s'est effectuée au cours du métamorphisme général. La deuxième hypothèse est, à notre avis, la seule valable. L'étude pétrographique a montré en effet que toutes les transformations, les pseudomorphoses observées devaient être rapportées à l'action d'un métamorphisme général. Mais cette métasomatose hydrothermale peut paraître à première vue comme un processus métamorphique un peu aberrant car les associations minérales que présentent les schistes savonneux sont caractéristiques en principe d'un faciès minéral de faible intensité. Or, les lentilles de trémolites, de chloritoschistes et de talcschistes sont encaissées dans des formations présentant les paragenèses soit du faciès amphibolite, soit du faciès granulite. Mais à la suite de YODER, 1952, 1955 et d'ESKOLA, 1957, nous pensons que leur présence n'implique pas un abaissement de température mais plutôt un excès de vapeur d'eau. Cet élément (OH) pouvait être présent dans la roche originelle ou provenir de la « migmatisation charnockitique ». Si les minéraux

du faciès granulite sont anhydres, ceci n'implique pas que les minéraux de la roche originelle ne renfermaient pas de groupements OH. Aussi, on peut penser que l'eau, chassée des réseaux cristallins des minéraux formés à haute température durant le métamorphisme général ait migré et soit venue se fixer dans des zones privilégiées, perméables à une action hydrothermale. Ainsi, par exemple, des amas de schistes savonneux ont été signalés comme alignés suivant des directions de fractures et sont donc en relation avec des phénomènes de tectonique cassante. On peut penser également que sous l'influence des tensions contemporaines du métamorphisme général, les masses basiques compactes, rigides, ont été diaclasées, débitées en blocs qui ont pu être déplacés et avoir glissé les uns sur les autres. Les diaclases, les fractures, les joints de friction qui en résultèrent ont pu être ainsi des zones éminemment favorables à une métasomatose hydrothermale.

2. Autres phénomènes métasomatiques.

Disons tout de suite qu'il ne nous a pas été possible de mettre en évidence de façon certaine des déplacements de matière au cours de la transformation de pyroxénolites ou d'amphibolites en schistes savonneux. Cette étude pouvait se faire soit en comparant les analyses globales, soit à partir des réactions minéralogiques visibles.

Comparaison des analyses globales. — Si un apport de groupements oxhydriles ressort immédiatement de la simple comparaison des analyses pondérales, il n'en est pas de même pour les autres éléments. Ceci tient à ce que les compositions chimiques des pyroxénolites ou des amphibolites sont très variées. Pour les trois échantillons de pyroxénolites analysés (K. 2492, K. 2630, K. 3012) on a les teneurs respectives suivantes :

MgO : 23,65% — 26,85% — 20,15% ;
CaO : 5,85% — 4,75% — 16,40%.

Il s'en suit donc que les analyses de schistes savonneux pouvant dériver de telles roches seront très variées. Aussi, en les comparant à celles des pyroxénolites, on ne saura pas si les variations de tel ou tel élément sont dues à la composition de la roche originelle ou à des phénomènes métasomatiques.

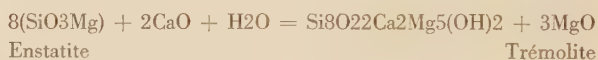
Mais ce que l'on peut néanmoins admettre avec quelque vraisemblance, c'est qu'il n'a pas dû y avoir élimination massive d'un élément quelconque. Les pourcentages des divers constituants semblent en effet rester dans des ordres de grandeurs assez voisins.

Etude des réactions minéralogiques observées. — En l'absence d'analyses suffisamment nombreuses et représentatives des compositions moyennes des « roches-mères » et de leurs produits d'altération, on

peut essayer de déceler dans quel sens et dans quelle proportion les différents éléments ont pu migrer au cours de cette transformation métamorphique en traduisant par des réactions les pseudomorphoses observées au microscope. F.-J. TURNER, 1948, dans son exposé sur la « stéatitisation et les phénomènes métasomatiques associés » donne en particulier une série de réactions qui traduisent certaines transformations minéralogiques conduisant les roches ultrabasiques à leurs dérivés talqueux.

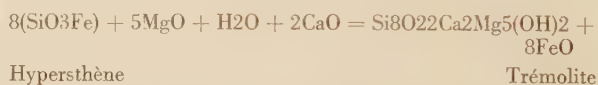
Mais, en fait, de grosses difficultés surgissent quand il s'agit de traduire en équations les observations pétrographiques.

D'abord le *choix des formules* des minéraux est très délicat en raison du manque d'analyses auquel ne peut pas toujours pallier la détermination de la composition chimique par une simple étude pétrographique. Dans le cas de la transformation orthopyroxène-trémolite que nous avons pu observer, si on écrit la réaction de la sorte (en admettant que la transformation se fasse à oxygène constant et en utilisant une méthode de représentation simplifiée que nous a obligeamment communiquée oralement M. ROQUES) :



on pourra en conclure à un apport de Ca, d'H et à un départ de Mg.

Mais si on part de l'hypersthène on aura la réaction suivante :



et on en conclura aux apports de Mg, Ca, H et à un départ de fer.

En fait, il ne s'agit jamais d'enstatite ou d'hypersthène mais d'un mélange en proportions variables de ces deux termes théoriques et la mise en évidence des apports et des départs en sera d'autant plus délicate. Ce que nous avons dit pour les orthopyroxènes peut être étendu à la trémolite où Mg peut être remplacé dans des proportions variables par Fe. Quant aux autres transformations observées de hornblende verte en trémolite (ou en talc, ou en clinocllore, ou en pennine) elles peuvent difficilement être mises en équation en raison de la complexité minéralogique de la hornblende.

En outre, il est bien évident qu'il est indispensable de connaître toutes les transformations subies par la roche-mère, de les étudier non pas séparément mais les unes par rapport aux autres. Car il est vraisemblable qu'il existe des *réactions compensatrices*, que tel élément éliminé au cours de l'une des transformations soit au contraire ajouté dans une autre. Par exemple écrivons la réaction (toujours à

oxygène constant) schématisant la pseudomorphose de la trémolite par le talc :



Trémolite

Talc

Un apport de Mg et d'H est nécessaire, contrebalancé par un départ de Ca. En fait, si on écrit le total des réactions enstatite-trémolite et trémolite-talc, on aura :



Enstatite

Talc

Une partie du Mg libéré de la réaction enstatite-trémolite a donc été réutilisé pour former du talc.

Mais l'étude de ces quelques réactions a été basée sur le postulat d'une transformation à oxygène constant. Il est, en effet, nécessaire dans l'étude des phénomènes métasomatiques de choisir un élément qui ne varie pas, exactement qui ne semble pas

varier. Mais on peut en choisir d'autres et en particulier comme l'a fait H. DE LA ROCHE, 1957, admettre, d'après les observations de terrain et les études micrographiques, que les transformations de roches ultrabasiques en soapstones ne s'accompagnent pas d'un changement de volume appréciable. Il faut d'ailleurs remarquer que les résultats obtenus en partant de ces deux hypothèses de départ différentes, sont à peu près identiques, ce qui est normal, étant donné l'importance du volume occupé dans toute roche par l'oxygène.

Conclusion. — En définitive, si une métasomatose hydrothermale, produite au cours du métamorphisme général ayant affecté le vieux complexe intrusif basique de la région d'Andriamena, rend compte de la transformation de pyroxénolites ou d'amphibolites en schistes savonneux, il ne nous est pas possible de préciser si d'autres phénomènes métasomatiques ont été nécessaires pour la formation de ces faciès pétrographiques si particuliers.

CHAPITRE VII

LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Introduction.

La présence de chromite a été signalée pour la première fois dans le district de Tsaratanàna par A. LACROIX, 1921, 1923. Il s'agissait d'un échantillon dont la provenance et le gisement n'étaient pas précisés. Puis A. LENOBLE, 1935, a relevé un indice de chromite dans les alluvions de la rivière Kamoro, à l'extrémité nord-est de la feuille Maevatanàna.

En 1948, R. KENIG notait l'existence, près d'Androfia, à 15 kilomètres au sud-est d'Andriamena, d'une pegmatite potassique à muscovite, renfermant des « nodules de petite taille d'une association chromite-fuchsite ». Cet indice fit l'objet d'une étude de J. GUIGUES, 1953, qui mit en évidence le mode de gisement de la chromite associée à des talcschistes chloriteux, la fuchsite se développant au contact pegmatite-talcschiste à chromite. Ensuite, au cours des levés de révision au 1/200 000 de la feuille Andriamena (P. GIRAUD, 1954), la prospection systématique entreprise simultanément (I. ANDRETSEHENO et E. BAUCHET) permit de mettre en évidence une zone chromifère dont le centre était, en gros, Andriamena. Une étude en fut donnée dans le rapport annuel 1954 du service géologique de Madagascar (P. GIRAUD et J. GUIGUES). En 1955, la prospection des pegmatites et des gisements de chromite de la région Andriamena-Manakana nous fut confiée (P. GIRAUD, 1956) et permit, avec l'aide en particulier d'I. ANDRETSEHENO et de M. PROU, de reconnaître l'extension de la zone chromifère sur 50 kilomètres suivant Nord-Sud et sur 30 kilomètres suivant Est-Ouest. Des gisements éluvionnaires ou en place purent être découverts à partir, en particulier, des indices alluvionnaires relevés durant la campagne 1954.

Enfin, en 1956, au cours du lever géologique et structural de la zone Besakay au 1/40 000 (P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. GIRAUDON, 1957) et de la campagne de prospection générale entreprise sur la feuille Maevatanàna au 1/200 000 (P. GIRAUD, 1957), la zone chromifère d'Andriamena put être délimitée au Nord et étendue vers l'Ouest jusqu'au delà du fleuve Betsiboka (région de Londokomanana). La région d'Antanimbary, au sud de Maevatanàna,

révéla également l'existence de quelques indices éluvionnaires et alluvionnaires de fer chromé en relation avec des lentilles dioritiques orthogneissifiées.

Les travaux de prospection détaillée (tranchées, puits et sondages) n'ayant été entrepris qu'après notre départ du Territoire, nous nous contenterons d'indiquer le mode de gisement tel qu'il a pu nous apparaître en certains cas et les caractères pétrographiques des chromitites. Nous donnerons également une série d'analyses faites par le Laboratoire de chimie de la direction des mines et de la géologie de Tananarive, par les laboratoires de l'Usine du Giffre (Société Ugine) et par le Laboratoire de chimie du centre géologique de la France d'outre-mer.

CARTOGRAPHIE ET GISEMENT DES FORMATIONS CHROMIFÈRES

Disons tout de suite que la chromite se rencontre dans des talcschistes avec ou sans chlorite et dans des chloritoschistes à talc où elle forme des bancs, des amas, de tailles et de formes variées.

1. Cartographie.

La planche 10 donne la position des gisements et indices trouvés sur les feuilles Maevatanàna, Andriamena et Anjozorobe.

On voit que ces indices se répartissent en trois ensembles : région comprise entre les rivières Mahajamba à l'Est et Betsiboka à l'Ouest ; rive gauche de la Betsiboka entre cette dernière à l'Est et le Tampo-ketsa migmatito-granitique d'Ankazobe-Andriba à l'Ouest ; région d'Antanimbary au sud de Maevatanàna. Ces trois régions ne présentent pas le même intérêt et renferment, en outre, des gisements de nature différente.

Sur la carte au 1/500 000 sont donc indiqués par un signe distinctif :

1° Les indices alluvionnaires (chrome décelé dans les concentrés de batées par le Laboratoire de minéralogie du Service géologique sur la portion

SM₁ chrome, moyennement magnétique, par fusion alcaline en milieu oxydant) ;

2° Les gisements éluvionnaires ;

3° Les gisements en place.

La plus forte densité d'indices se situe au sud-est d'Andriamena, dans le quadrilatère Tsiafajavona-Telomita-Ambohitrano-Tombakatsa.

Les roches associées le plus étroitement aux gisements de chromite sont les schistes savonneux. Il n'apparaît pas, à la lecture des cartes où sont reportés nos levés, qu'ils soient en étroite relation avec des massifs de gabbro, sauf pour la région de Londokomanana où les indices alluvionnaires signalés semblent se répartir autour de massifs de pyroxénolites et, pour la région d'Antanimbary, où les lentilles de chloritoschiste à magnétite et chromite sont en relation étroite avec des petits massifs lenticulaires de diorite à amphibole. En outre, il faut remarquer que les massifs gabbroïques récents d'Ambolosikely et d'Ankaranando-Betafo ne renferment aucune concentration de minerais chromifères.

En définitive, cette minéralisation chromifère semble en association étroite avec les multiples intrusions basiques anciennes qui, ayant été reprises dans un cycle métamorphique, ont donné toutes les enclaves de pyroxénites, d'amphibolites, de schistes savonneux incluses dans un ensemble migmatitique.

2. Gisement.

La planche 16 montre quelques photographies indiquant le mode de gisement le plus habituel que nous avons rencontré. Il s'agit de blocs de taille variable de talcschistes à chromite, de chromitite affleurant en éluvions à la surface de la latérite. Mais nous avons également rencontré quelques gisements en place dont quelques croquis sont donnés planche 6. Dans ce paragraphe, nous allons donc décrire les divers gisements ou indices rencontrés : indices alluvionnaires ; indices et gisements éluvionnaires ; gisements en place.

a. *Indices alluvionnaires.* — Au cours des campagnes 1954, 1955 et 1956, les levés géologiques ont toujours été accompagnés d'une prospection systématique tant directe qu'indirecte (c'est-à-dire alluvionnaire). Cette prospection alluvionnaire (prélèvement de concentrés de minéraux lourds dans les couches à graviers ou galets des ruisseaux et rivières) a permis, entre autres résultats, de délimiter les zones chromifères et de localiser la recherche des gisements éluvionnaires et en place.

Les concentrés de minéraux lourds ainsi recueillis étaient envoyés au Laboratoire de minéralogie et, en même temps qu'un examen binoculaire détaillé était exécuté sur les différentes portions magnétiques, la recherche du chrome fut faite à peu près systématiquement sur la portion SM₁ chrome (moyennement magnétique).

Les résultats obtenus par le Laboratoire de minéralogie étaient classés d'après l'importance et la coloration plus ou moins intense du chromate de plomb : chrome absent, traces, rare, secondaire, commun, abondant. Seule, en effet, une telle détermination qualitative suffisait pour orienter la prospection directe.

Sur la carte au 1/500 000 nous avons, d'une part, reporté les indices isolés (chrome commun ou abondant) et, d'autre part, indiqué par un trait fort les rivières renfermant une grande densité d'indices.

b. *Indices et gisements éluvionnaires.* — Nous entendons par indices éluvionnaires quelques blocs isolés rencontrés à la surface de la latérite qui ne permettent pas de donner une idée exacte de l'importance du gisement primitif et par gisements éluvionnaires, des blocs nombreux répartis sur une surface dont l'étendue permet de se faire une idée approximative de l'importance du gisement primitif qui peut même être, dans certains cas, délimité grossièrement. Mais la reconstitution du gisement primitif et son estimation doivent être émises avec circonspection surtout s'il s'agit d'éluvions de pente, car le transport a pu intervenir de façon importante.

Indices éluvionnaires. — Nous ne ferons qu'indiquer leur situation géographique : 4,8 km nord-est Telomita ; 1,8 km sud-est Androfa ; 2,2 km nord-ouest et 2,6 km nord-est Andranomaintsokely ; 10,6 km est nord-est Manakana ; 4 km nord Marovitsika ; le long affluents rivière Antsohibe en amont confluent Antsohibe-Marovitsika.

Gisements éluvionnaires. — Il s'agit de surfaces latéritiques couvertes de blocs de talcschistes à chromitite provenant du démantèlement sur place de lentilles préexistantes. Les principaux de ces gisements seront décrits rapidement :

A 4 kilomètre est nord-est du village Telomita, entre la rivière Andranomadio, ou Analakanga et son affluent rive droite l'Ambondrokely, nous avons une zone éluviale de blocs de chromite sur environ 200 mètres de long et 40 mètres de large. Mais on peut estimer la lentille primitive à environ 100 mètres de long sur 10 mètres de large avec une direction de N 30° O. La hauteur peut être estimée à la moitié de la longueur, soit 50 mètres. Cette estimation est arbitraire, mais elle est destinée à donner une idée approximative de l'importance du gisement et à fixer un ordre de grandeur des réserves. Elle est étayée par le fait que la « hauteur » de certaines lentilles « en place » étudiées par la suite est du même ordre de grandeur que leur « longueur ».

A 4 kilomètres à l'est de Telomita, sur la rive gauche de l'Andranomadio, le long d'un sentier de bœufs, on rencontre des blocs de chromite, plus ou moins disséminés sur une surface de 400 × 300 mètres. Mais la lentille primitive peut être estimée à environ 100 mètres de long sur 10 mètres

de large. La direction est entre N. 30° O à N. 40° O (échantillon analysé K. 1007).

Au sud-est des deux précédents, à 4,5 km à l'est-sud-est de Telomita, sur la rive droite de l'Aminifisehana, on rencontre une nouvelle zone éluviale d'environ 300 × 200 mètres. Elle provient du démantèlement de trois lentilles de 30 à 40 mètres de long chacune et de 10 mètres de puissance. Ces lentilles sont encore alignées N. 30° O (échantillon analysé K. 1005).

D'après des renseignements oraux communiqués aimablement par P. MASCLANIS, géologue à la Société d'Electrochimie et d'Electrometallurgie d'Ugine, le plongement de ces différentes lentilles serait de l'ordre de 45° vers le Sud-Ouest.

Un trait se dégage de la répartition de ces lentilles : leur direction commune (Nord-Nord-Ouest). Mais elles ne sont pas dans le même alignement ; il est possible d'envisager que nous ayons affaire à un même « banc » ou « filon » présentant une direction de N. 30° O qui aurait été tronçonné postérieurement à sa mise en place par un système de failles donnant ainsi ces diverses lentilles décalées les unes par rapport aux autres « en escalier ».

Signalons dans la même région, à 5 kilomètres au nord-est de Telomita, de part et d'autre du sentier montant au signal Tsiafajavona, près de la source de la petite rivière Antanimihetry, une zone éluvionnaire de chromitite de 50 × 10 mètres, dirigée N. 40° O (échantillon K. 1015).

A 4,8 km au nord-est de Telomita, à l'ouest du sentier Telomita-Tsiafajavona, en aval d'une pegmatite à calcédoine qui affleure dans un *lavaka*. On voit des blocs de chromitite qui recouvrent une surface de 15 × 10 mètres. Certains blocs mesurent 50 × 50 × 40 centimètres. Sur ces blocs on distingue de minces lits de talc, chlorite, trémolite, actinote, épais de 5 millimètres. (Echantillon K. 1016). A l'Est et au Nord, quelques blocs de chromitite isolés avec trémolites, talcschistes, sont visibles sur les collines environnantes.

Dans la région d'Androfia, deux gisements sont à signaler. Le premier, situé à 2,2 km au sud-ouest d'Androfia montre une zone éluvionnaire de 150 × 100 mètres qui provient du démantèlement d'une lentille d'environ 30 à 50 mètres de long sur 10 mètres de large. L'orientation en serait N. 20° O (échantillon analysé K. 1006). Le second est situé à 500 mètres au Sud. Il s'agit encore de nombreux blocs de chromitite, mais ils sont très disséminés et l'emplacement du gisement primitif n'a pu être précisé.

A 3 kilomètres au nord-est du village Ambalanirana, on observe une zone éluviale de 150 × 60 mètres, orientée N. 20° O. A 3,6 km à l'est de ce même village, sur la rive droite de la Tsimalatsaka, on voit de nombreux blocs de chromitite noyés dans les parois latéritiques d'un *lavaka*. Enfin, à

mi-distance environ de ce village et d'Androfia des blocs sont disséminés sur les pentes d'une colline et dans un *lavaka*.

Dans le bassin de la rivière Belavabary, à 3,2 km au nord d'Ambohitranivo, se trouvent deux gisements éluvionnaires distants de 50 mètres. Le premier a 30 mètres de long sur 20 mètres de large, le second 50 mètres sur 20 mètres. L'orientation de l'ensemble est Nord-Ouest.

A 4,3 km au nord d'Ambohitranivo, des blocs de petite dimension se rencontrent en alluvions au fond d'un *lavaka* et en éluvions sur la colline.

A 3,5 km au nord-ouest d'Andranomaitsokeky des blocs de 30 × 30 × 30 centimètres se rencontrent sur une surface de 50 × 20 mètres, orientés N. 70° E.

c. *Gisements en place*. — Six lentilles de chromitite ou de talcschistes ont été trouvées en place. Une bonne partie en a été érodée et aucun travail de prospection (tranchées ou puits) n'y ayant été pratiqué avant notre départ, on peut quand même se faire une idée assez précise de leur mode de gisement et en mesurer certains éléments géométriques.

A 5,3 km au sud-sud-ouest du village d'Ambodiketsa, sur la rive droite de la Tsivakilay, affleure un banc de chromitite en majeure partie érodé, sur une longueur visible de 1,5 mètre. Sa puissance est de 3 mètres, sa direction de N. 60° E. Il est en contact à son épote Nord (pendage de 45° N), avec des talcschistes à chlorite et trémolite.

Dans la même région, le long de la rivière Antsahalava, affluent gauche de la Tsivakilay, on peut voir trois lentilles de chromite en place. Seule celle située à 4,6 km au sud-sud-ouest d'Ambodiketsa a été étudiée avec soin, les deux autres en aval étant fortement altérées. Sur la rive droite de cette rivière Antsahalava, on voit d'abord quelques gros blocs de talcschistes avec mouches de chromite, puis deux lentilles de chromitite, l'une de 2,70 mètres de long sur 0,70 mètre de large, l'autre de 4 mètres sur 0,30 mètre. En montant encore dans des éboulis de talcschiste, trémolite et chromitite, on aboutit à un petit ressaut de 6 mètres de haut (planche 6, fig. 1). Il est constitué essentiellement par un « banc » de chromitite (échantillon analysé K. 650) ayant 8 mètres de puissance à sa base, 5 à 6 mètres de haut et se suivant sur une longueur de 10 mètres. Le contact de cette lentille avec les talcschistes à petites mouches de chromite est orienté N. 60° E, et a un pendage de 70° Sud. La lentille de chromitite est très diaclasée. Certaines de ces petites fractures sont tapissées de vermiculite ou de trémolite asbestiforme. Vers le Nord (au-dessous), cette lentille est en contact avec un talcschiste blanc à mouches très disséminées de chromite dans lequel s'individualisent encore deux ou trois petits « filonnets » de chromite. Puis, sans pouvoir distinguer le passage, on tombe sur une formation verdâtre très

friable, vraisemblablement une actinotite avec chlorite et talc, lardée de nombreuses petites loupes et lentilles pegmatitiques. Les roches avoisinantes sont principalement des migmatites à biotite et amphibole.

A 7,5 km au nord-est de Manakana et à 750 mètres en aval du confluent Amboatavo-Andranoadala, affleure un banc de chromite interstratifié dans des formations à trémolite et talc, sur la rive gauche de l'Andranoadala. Sa direction est N. 50° E. et son pendage 70° E. Ses dimensions visibles sont : longueur 6 mètres ; puissance, 2 mètres ; hauteur 3 à 4 mètres. Elle se poursuit très certainement en profondeur. La majeure partie en a été érodée. (Echantillon analysé K. 2506).

Dans deux *lavaka* parallèles situés à 1,2 km au nord-est du village Antsatrana (feuille Manakana), on voit des blocs alluviaux et éluviaux de chromite à gangue talqueuse ainsi que des lentilles en place composées de chromitite au sein de formations à talc, chlorite, trémolite, actinote. Cet ensemble est parcouru par un cheveu de pegmatites de faibles dimensions et de filons granitiques. Les formations magnésiennes forment des sortes de boules, de loupes, au sein des schistes cristallins très latéritisés. Un galet de bronzitites ou hypersthénitite a été trouvé à proximité, en alluvions. Les lentilles ou boules de chromitites incluses dans les formations magnésiennes sont de faible dimension : 50 × 70 cm ; 1 m × 70 cm ; 40 × 30 cm. Leurs épontes, très franches, lisses au toucher, sont tapissées de vermiculite. (Echantillon analysé K. 2502).

A 2,8 km du village Amboasary, situé sur le bord de la route Andriamena-Manakana, au confluent de la rivière Tsisambihiny et de son affluent gauche l'Andranomadio, nous avons pu localiser l'origine de gros blocs alluvionnaires et éluvionnaires. Il ne reste en place, malheureusement, qu'un gros bloc de 1,50 mètre de haut, 1,20 mètre de large et 2 mètres de long, de direction N. 30° E. et à pendage vertical (photo 2 de la planche 16).

Enfin, à 1,2 km au sud-ouest d'Andriamena, des indices de chromite avaient été signalés en 1954 dans la rivière Tsimavoky. Le gisement primitif en a été découvert en 1955. Une lentille de 15 mètres de long sur 6 mètres de large affleure dans la latérite (échantillon K. 1365).

d. *Indices de la feuille Maevatanàna*. — La recherche de chromite fut faite en 1957 dans les formations du groupe de Maevatanàna où G. GUYONNAUD, 1951, avait noté la grande abondance de massifs gabbroïques et de lentilles de schistes savonneux. Deux nouvelles zones chromifères ont été mises à jour. Elles peuvent être considérées comme prolongeant vers le nord-ouest la zone d'Andriamena.

Zone d'Antanimbary. — Trois lentilles démantelées de chloritoschiste à minerai magnétique avaient été relevées près du village d'Antanimbary

(P.K. 307 de l'I.G.4). La plus importante lentille mesure 20 mètres de long et 3 mètres d'épaisseur. Le chrome est présent dans le minerai en faible proportion (entre 25 et 30 p. 100 de Cr_2O_3). L'intérêt économique de ces indices est certainement très faible.

Zone de Londokomanana. — G. GUYONNAUD, 1951, avait individualisé un massif de pyroxénolite au sud-est de Londokomanana (quart sud-est de la feuille Maevatanàna). La prospection qui y fut entreprise ne permit de mettre en évidence que quelques indices en fonds de batée mais aucun gisement en place ou éluvionnaire ne put être découvert.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DU MINERAI CHROMIFÈRE

1. Aspect macroscopique.

Macroscopiquement, le minerai est constitué d'un agglomérat de petits grains noirs à éclat brillant de chromite, non attirable à l'aimant. Ces grains sont noyés dans une gangue blanchâtre ou verdâtre, rayable à l'ongle et constitué essentiellement de silicates de magnésie phylliteux : talc, chlorite et parfois d'une amphibole du groupe trémolite-actinote. Quelquefois le minerai ne forme que des mouches dans le talcschiste. Mais la plupart du temps, ce sont des amas de taille variable dans le talcschiste, soit en bancs réguliers stratifiés, soit à contours échancrés et sinueux (voir fig. 3 de la planche 6).

2. Teneur du minerai.

Divers échantillons de minerai ont été traités au Service géologique de Madagascar par L. LAPLAINE au Laboratoire Denver. Le but de ce traitement était de débarrasser les grains de chromite de leur gangue magnésienne et d'évaluer la teneur en chromite minéralogiquement pure. Ces échantillons étaient broyés à sous 35 mesh, tamisés, puis passés à la table Wilfley pour extraire un premier concentré et un stérile ; les mixtes, après avoir été repris au broyeur à boulets, étaient repassés à la table. On obtenait ainsi un deuxième concentré qui s'ajoutait au premier, un mixte et un nouveau stérile. Les concentrés obtenus étaient alors passés à la trieuse électromagnétique, pour contrôle des résultats. La teneur en chromite minéralogiquement pure du minerai brut est donnée ci-après :

NUMEROS D'ECHANTILLON	TENEUR du minerai
	p. 100
1. K. 650	63
2. K. 1005	61
3. K. 1006	67
4. K. 1007	66
5. K. 1008	75
6. K. 1009	64,1
7. K. 1010	60,8
8. K. 1011	64,7
9. K. 1015	71
10. K. 1016	63
11. K. 2502	91
12. K. 2505	56
13. K. 2506	67

Les provenances de ces divers échantillons sont les suivantes : 1 — 4,6 km S.-S.-O. Ambodiketsa ; 2 — 3,3 km E.-N.-E. Manakanakely ; 3 — 4,2 km O.-S.-O. Androfia ; 4 — 4 kilomètres est Telomita ; 5 — 3,2 km E.-N.-E. Telomita ; 6 — 3,6 km N.-E. Ambalanirana ; 7 — 3 kilomètres N.-E. Ambalanirana ; 8 — 4,1 km S.-E. Ambalanirana ; 9 — 5 kilomètres nord-est Telomita ; 10 — 4,8 km N.-E. Telomita ; 11 — 1,2 km N.-E. Antsatrana ; 12 — confluent Marovitsika-Antsohibe ; 13 — 600 mètres nord confluent Amboatavo-Antananahaolo.

Des essais ont été faits pour voir si un rapport existait entre la densité et la teneur en chromite du minerai. Aucune relation ne semble exister en fait. La densité moyenne de neuf échantillons est de 3,82 (L. DELBOS).

3. Résumé des descriptions pétrographiques.

Dans l'annexe sont reportées les descriptions pétrographiques détaillées des lames les plus caractéristiques des chromitites à talc et chlorite. Elles portent les numéros 98 à 105. Nous nous contenterons de faire un résumé de leurs caractéristiques essentielles.

Chromite. — Son pourcentage est variable suivant les échantillons : de 36 p. 100 à 80 p. 100. Mais comme nous l'avons vu dans le sous-paragraphe précédent, la teneur la plus habituelle se situe entre 60 p. 100 et 70 p. 100.

Il s'agit de grains ne présentant jamais de formes cristallographiques, leur diamètre étant de l'ordre de 0,5 mm. Ils peuvent avoir des contours arrondis, anguleux ou sinueux. Ils sont souvent cassés, les fractures étant alors remplies par les minéraux de gangue. Les divers fragments peuvent avoir été déplacés. Parfois il s'agit d'un agglomérat de fins granules formant de grandes plages présentant une véritable structure poëcilitique : trous remplis de talc ou de chlorite (99-100).

En lumière naturelle cette chromite est le plus habituellement translucide brun-rouge. Mais elle est constamment opaque dans les échantillons provenant de la région d'Antanimbary au sud de Maevatanàna (105). Souvent pour les échantillons de la région d'Andriamena, les bordures des grains sont plus sombres que le cœur. Ceci traduit très vraisemblablement une composition chimique différente, à savoir une teneur en fer plus élevée sur les bords qu'au centre.

Chlorite. — Il s'agit d'une variété de clinocllore et vraisemblablement d'après A. LACROIX, 1923, d'une leuchtenbergite. Il s'agit, en effet, d'une chlorite en plages blanc-jaunâtre pouvant atteindre $0,5 \times 0,5$ mm. Elle présente des macles polysynthétiques dont certains éléments paraissent avoir une extinction oblique. Sa biréfringence est faible : de l'ordre de 0,010. Son allongement est négatif et son angle d'axe faiblement positif.

Parfois elle constitue le seul minéral de gangue (99) mais elle est presque toujours associée à du talc. Dans la lame 99 elle constitue de grandes plages poëcilitiques avec des inclusions de grains de chromite. Cette structure est analogue à celle observée sur des lames taillées dans des échantillons de chromitite provenant de la région de Tamatave à Ranomena (lames non décrites dans l'annexe). Mais, dans ce cas, c'est un orthopyroxène qui est poëcilitique et les petites lamelles de chlorite qui se développent aux dépens de l'olivine sont de l'antigorite.

Talc. — Il peut être absent (98 à 100) mais souvent c'est le minéral de gangue essentiel. Il se présente en petites plages déchiquetées, imbriquées les unes dans les autres, formant des amas entre les grains de chromite ou envahissant leurs cassures.

Trémolite. — Sa présence a été relevée dans les lames 98 — 100 sous forme d'aiguilles ($0,5 \times 0,05$ mm) qui sont littéralement « rongées » par la chlorite.

Enstatite. — Un seul échantillon de chromitite (104) a révélé la présence d'orthopyroxène. Il s'agit de cristaux d'enstatite (+ 2 V = 76°) en « inclusions » dans les grains de chromite.

Autre minéraux. — Un peu de limonite a été observée colorant en jaune le talc (103). Il s'agit d'une altération superficielle. Dans quelques échantillons on a pu observer à la loupe quelques cristaux de pyrite. Enfin, J. BEHIER a montré l'existence d'une quantité assez notable de zircon et d'un peu de grenat dans un échantillon broyé, concentré et séparé, provenant de la région d'Androfia.

CARACTÈRES CHIMIQUES DU MINÉRAI

Nous possédons actuellement un certain nombre d'analyses qui permettent de donner une idée assez

exacte de la composition chimique du minéral. Pour la compréhension des tableaux de résultats ci-joints, il est nécessaire de donner quelques précisions. Il s'agit, pour toutes ces analyses, d'échan-

tillons ramassés à la surface du sol qui ont bien été quartés sur le terrain mais qui ne représentent pas évidemment la composition moyenne du gisement dont ils proviennent.

TABLEAU I

NUMÉROS	MINÉRAIS ET MÉTAUX		ANALYSES P. ROSE			
	265 bis D. R. 54	K. 1306 D. R. 54	G. 2171	G. 2174	G. 2178	G. 2182
Cr ₂ O ₃	42,36	46,08	32,0	32,4	40,9	39,1
Fe ₂ O ₃	13,10	14,6	20,0	28,8	14,1	15,8
FeO	25,61	23,04	18,8	13,5	17,3	25,3
MgO	9,56	9,60	13,5	12,3	19,1	9,0
CaO	»	»	tr.	tr.	tr.	tr.
SiO ₂	5,80	4,00	15,4	12,8	8,4	10,5
TiO ₂	»	»	tr.	tr.	tr.	tr.
Cr/Fe	1,5	1,8	1,4	2,1	2,07	1,3

TABLEAU II

RÉGION D'ANDRIAMENA (ANALYSES LABO. USINE DU GIFFRE-UGINE)				
Numéros	Cr ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Cr/Fe
+ K. 650	49,57	22,57	1,66	1,93
+ K. 1005	52,80	17,56	2,31	2,65
+ K. 1006	52,25	18,67	1,16	2,46
+ K. 1007	51,59	16,72	1,19	2,71
+ K. 1008	53,31	17,59	1,18	2,67
+ K. 1009	50,05	22,04	2,22	1,97
+ K. 1010	48,30	25,05	1,76	1,68
+ K. 1011	50,0	22,18	1,60	1,9
+ K. 1015	51,31	18,62	2,24	2,42
+ K. 1016	51,25	20,71	1,66	2,17
+ K. 2502	56,23	29,02	1,42	1,7
+ K. 2505	49,27	26,41	1,46	1,65
+ K. 2506	50,05	23,21	1,53	1,83
+ K. 2647	44,16	23,74	4,95	1,64

TABLEAU III

RÉGION DE MAEVATANANA (Analyses P. ROSE)							
Numéros	K. 2654	K. 3177-A	K. 3177-B	K. 3186	K. 3190	K. 3289	K. 3290
Cr ₂ O ₃	30,28	27,09	26,00	27,80	29,40	19,80	28,40
FeO	50,64	45,25	40,23	44,30	46,30	63,80	44,50
SiO ₂	3,51	2,90	2,55	3,0	1,10	1,80	0,40
Cr/Fe	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3	0,5

D'autre part, les analyses (G. 2171 et G. 2182) effectuées par P. ROSE au Laboratoire d'analyses minérales et d'essais industriels de la Direction des mines de Tananarive ont été faites sur des échantillons non purifiés. Il en est de même pour l'analyse effectuée par les Laboratoires de minerais et métaux (D.R.54-265 bis). Pour D.R. 54 — K. 1306, il s'agissait d'un minerai séparé imparfaitement à l'électro-aimant. Enfin, les Laboratoires des usines du Giffre (Ugine) et P. ROSE ont effectué des analyses sur des concentrés de minerais obtenus par broyage et traitement à la table Wilfley (voir plus haut le paragraphe « Teneur du minerai » p. 62). Ces concentrés ont une teneur en chromite minéralogiquement pure de 99,1 à 99,6 p. 100 (tableaux II et III).

En comparant ces groupes d'analyses, on s'aperçoit que les teneurs en Cr_2O_3 des échantillons du tableau I sont plus faibles que celles obtenues par les Laboratoires d'Ugine (tableau II) bien qu'il s'agisse de chromites provenant toutes de la région d'Andriamena. Ceci est dû évidemment à ce que, dans le premier cas, il s'agissait de minerais incomplètement purifiés. Pour aucune de ces analyses, le rapport Cr/Fe n'atteint 3. Mais, du fait que la teneur en Cr_2O_3 semble toujours supérieure à 48 p. 100 et que celle de SiO_2 est inférieure à 5 p. 100, le minerai de la région d'Andriamena paraît avoir une valeur métallurgique. Il n'en est pas de même des chromites de la région de Maevatanàna dont la teneur en Cr_2O_3 ne dépasse pas 30 p. 100 et dont les rapports Cr/Fe sont inférieurs à 1 (tableau III). Il ne s'agit plus, à proprement parler, de chromite mais de fer chromé.

Les provenances des échantillons précédés d'une petite croix (+) sont données dans le sous-paragraphe « 2. Gisement » ou le sous-paragraphe

« 2. Teneur du minerai ». Les provenances des autres échantillons sont les suivantes : 265 bis (éch. D. ROBSON, 1954) : Androfia — K. 1306 D.R. 54 : Tsimaloto — G. 2171, 2174, 2178, 2182 : rivière Marovitsika, feuille Manakana — K. 2654 : *lavaka* 1,2 km S.-O. confluent Antsahalavakely-Bemavo — K. 3177 A et B : 500 mètres N.-E. confluent Jangaloha-Ikopa — K. 3186 : 1,5 km E.-S.-E. de ce même confluent — K. 3190 : alluvion dans rivière Andranokely — K. 3289 et 3290 : rivière Andaingo, 3,4 km N.-E. Antanimbary.

CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES DE LA CHROMITE

Les analyses de minerai que nous venons de donner font déjà entrevoir qu'il s'agit d'une chromite spéciale. En particulier les six premières, qui ne peuvent malheureusement être retenues en raison de l'impureté des échantillons, révèlent de forts pourcentages en fer et en magnésie. Les Laboratoires de l'usine de Giffre (Ugine) et le Laboratoire de chimie du centre géologique de la France d'outre-mer à Chatenay Malabry (R. de PEYRONNET) ont eu l'obligeance d'exécuter de nouvelles analyses plus complètes sur des échantillons de chromite purifiés.

Présentation des résultats.

Il n'a pas été possible d'obtenir le dosage séparé de FeO et de Fe_2O_3 en raison de la très grande difficulté d'attaque de telles roches par des agents non oxydants. La fusion étant faite par CO_3Na_2 , le FeO est donc transformé en Fe_2O_3 . Les résultats en sont donnés ci-dessous au tableau IV.

TABLEAU IV

Région N°	ANALYSES UGINE		ANALYSES DE PEYRONNET		
	Andriamena	Maevatanàna	Maevatanàna	Andriamena	
	K. 1006	K. 3177 B	K. 3177 A	K. 1016	K. 650
SiO_2	1,70	5,10	2,18	1,49	1,55
Cr_2O_3	51,90	29,50	22,78	47,35	47,40
FeO (total)	18,32	38,78	40,40	17,55	19,80
Al_2O_3	15,30	16,60	28,00	15,75	15,00
MnO	0,36	0,60	0,40	0,20	0,15
CaO	néant	néant	3,11	3,72	3,92
MgO	13,25	6,66	3,90	11,94	11,00
TiO_2	»	»	tr.	tr.	tr.
P	0,002	0,03	»	»	»
Perte au feu	0,36	0,60	»	»	»
TOTAUX	101,19	97,67	100,77	98,00	98,82

N.B. — Les provenances de ces échantillons sont données précédemment.

On sait que les chromites sont des sesquioxydes de formule générale $R''^{204}R''$ ou R_2O_3RO appartenant au système cubique. La vraie chromite a pour formule idéale $Cr_2O_3 = 68,0$ p. 100 et $FeO = 32,0$ p. 100. Mais en fait Al_2O_3 et Fe_2O_3 peuvent remplacer en proportions variables Cr_2O_3 , tandis que MgO peut remplacer FeO et que MnO ou CaO peuvent être substitués à MgO .

En fait, ce sont les proportions de Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 d'une part et de FeO , MgO d'autre part qui sont seules utilisées pour établir la formule des

chromites. Malheureusement Fe_2O_3 n'a pas été dosé. Mais il est possible de déterminer cette teneur si l'on admet avec J.D. BATEMAN, 1945, l'hypothèse selon laquelle $R_2O_3 = RO$. En admettant ainsi que la somme des proportions moléculaires de Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 est égale à la somme des proportions moléculaires de FeO et de MgO , on peut calculer la proportion de Fe_2O_3 d'après le pourcentage pondéral de FeO obtenu à l'analyse. Une fois connues les proportions moléculaires des sesquioxydes et des oxydes, il est aisé d'établir la formule exacte. Voici un exemple pour l'échantillon K. 650 :

Echantillon K. 650	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MgO	Total
% à l'analyse (A)	47,40	15,00	19,80	11,00	93,20
Chromite recalculée à 100 pour 100.....	50,80	16,2	21,2	11,8	100,00
Poids moléculaire (B).....	152	102	72	40	
Proportions moléculaires A/B.....	0,335	0,159	0,295	0,295	

Il s'agit maintenant de calculer le pourcentage de Fe_2O_3 et de FeO d'après l'hypothèse selon laquelle $R''^{203} = R''O$

$$Cr_2O_3 + Al_2O_3 = 0,335 + 0,159 = 0,494$$

$$MgO + FeO = 0,295 + 0,295 = 0,590$$

$$\text{L'excès de } FeO \text{ est } 0,590 - 0,494 = 0,096$$

Nous avons ainsi $0,096/3 = 0,032$ molécule de FeO . Fe_2O_3 . Le pourcentage de Fe_2O_3 est donc : $0,032 \times 160 = 5,1$ p. 100.

Il faut alors soustraire du pourcentage pondéral de FeO obtenu à l'analyse (21,2 p. 100) ces 5,1 p. 100 de Fe_2O_3 transformés en % de FeO .

$$\frac{5,1 \times (2 \times 72)}{160} = 4,6$$

$$21,2 - 4,6 = 16,6\% \text{ } FeO$$

Il s'agit alors de ramener à 100 le total Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO puis de calculer leurs proportions moléculaires qui, ramenées à 100, nous donneront la formule développée de cette chromite.

	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	Total
% recalculé	50,5	16,1	5,1	16,5	11,8	100,0
proportions moléculaires	0,332	0,158	0,032	0,229	0,295	
% moléculaire	63,6	30,3	6,1	43,7	56,3	

Formule : $Cr_{64}Al_{30}Fe^{206}(Mg_{56}Fe^{44})$

On peut également donner les pourcentages des différents assemblages de sesquioxydes et d'oxydes.

(MgFe)O, Cr_2O_3	63,6	$MgOCr_2O_3$	26,0
(MgFe)O, Al_2O_3 ...	30,3	$FeOCr_2O_3$	37,6
FeO , Fe_2O_3	6,1	$MgOAl_2O_3$	30,3
	100,0	$FeOFe_2O_3$	6,1
			100,0

Si nous n'avions pas recalculé, en partant de l'hypothèse de J.D. BATEMAN, le pourcentage de Fe_2O_3 pour cet échantillon K. 650, sa formule aurait été la suivante : $Cr_{31}Al_{15}Fe^{27}Mg_{27}$.

Etant donné que la plupart des auteurs T.P. THAYER, 1945, J.D. BATEMAN 1945, W.C. STOLL 1958, ont adopté le mode de représentation des formules de chromite en posant comme postulat que $R_2O_3 = RO$, nous allons donner les résultats obtenus pour les autres échantillons analysés avec ce même mode de représentation (Tableau V).

TABLEAU V

	K. 650 (1)	K. 1006 (1)	K. 1016 (1)	K. 3177 A (2)	K. 3177 B (2)
Cr.....	64	65	64	25	41
Al.....	30	29	31	45	34
Fe ^{'''}	6	6	5	30	25
Mg.....	56	63	61	78	64
Fe ^{''}	44	37	39	22	36
(MgFe)O, Cr ₂ O ₃	63,6	65,5	63,6	24,7	41
(MgFe)O, Al ₂ O ₃	30,3	28,8	31,5	45,2	34,2
FeO, Fe ₂ O ₃	6,1	5,7	4,9	30,2	24,8
MgOCr ₂ O ₃	26,0	34,2	29,3	24,7	2,2
FeOCr ₂ O ₃	37,6	31,3	34,3	23,4	38,8
MgOAl ₂ O ₃	30,3	28,8	31,5	21,8	34,2
FeOFe ₂ O ₃	6,1	5,7	4,9	30,1	24,8
Cr/Fe.....	2,2	2,5	2,34	0,5	0,6
Cr/Cr + Al.....	0,8	0,8	0,8	0,6	0,8
MgO/FeO.....	0,71	0,95	0,86	0,15	0,31
MgO/MgO + FeO.....	0,41	0,48	0,46	0,13	0,24
	(1) Région d'Andriamena			(2) Région de Maevatanàna	

On peut joindre à ces résultats celui obtenu pour la chromite de Ranomena près de Tamatave, à titre de comparaison. Une série d'analyses ont été faites sur divers échantillons en provenance de cette région par les soins de la Société d'électrochimie et d'électrometallurgie d'Ugine. Nous n'avons tenu

compte que des analyses faites sur les concentrés, sur le minerai débarrassé de sa gangue. Ces analyses, au nombre de huit, révélant une composition d'ensemble assez voisine, nous nous sommes contentés d'en calculer la formule à partir de leur moyenne. Les résultats sont les suivants, donnés au tableau IV :

TABLEAU IV

Chromite de Ranomena (Tamatave)		
Formule : $\text{Cr}_{59}\text{Al}_{31}\text{Fe}^{'''}10 (\text{Fe}^{'''}_{53}\text{Mg}_{47})$		
(MgFe)O, Cr_2O_3		59,1
(MgFe) O, Al_2O_3		31,4
FeO, Fe_2O_3		9,5
		100,0
$\text{Cr/Fe} = 1,5$		$\text{MgO/FeO} = 0,9$
$\text{MgO/Cr}_2\text{O}_3$		16,0
$\text{FeO/Cr}_2\text{O}_3$		43,1
$\text{MgO/Al}_2\text{O}_3$		31,4
$\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$		9,5
		100,0
$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} = 0,5$		$\frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}} = 0,8$

Interprétation des résultats.

Les formules et les différents rapports que nous venons de donner mettent en évidence que, du point de vue minéralogique, il s'agit de *chromites très différentes les unes des autres*. Il y a le type Andriamena, le type Maevatanàna et le type Ranomena. Pour chacun d'eux nous allons en donner les caractéristiques essentielles qui ressortent des résultats précédents.

Type Andriamena. — C'est le type le plus riche en chrome et celui dont le rapport Cr/Fe est le plus élevé. Il est supérieur à 2 pour les trois analyses données ci-dessus mais à ce sujet il faut faire remarquer qu'il peut descendre à 1,6 (voir tableau II du paragraphe « Caractères chimiques ») mais qu'il peut également atteindre 3 pour quelques échantillons récoltés à l'intérieur de certaines lentilles près de Telomita (communication orale P. MASCLANIS).

— La proportion d'alumine est constante, ce qui ressort bien des valeurs du rapport $\text{Cr/Cr} + \text{Al}$ toujours égal à 0,8.

— La teneur en fer ferrique est faible.

— Le rapport $\text{MgO/MgO} + \text{FeO}$, compris entre 0,40 et 0,50, montre qu'il s'agit d'une chromite magnésienne.

Type Maevatanàna. — La comparaison avec le type Andriamena doit être faite avec l'échantillon K. 3177-B et non avec K. 3177-A. Il s'agit d'analyses faites sur le même échantillon, mais A correspond à la fraction magnétique et B à la fraction SM_1 moyennement magnétique. C'est une chromite très ferrière où le rapport Cr/Fe est de l'ordre de 0,5.

On pourrait même dire qu'il s'agit d'une « magnétite chromifère » car la proportion de Fe_2O_3 dans le radical $\text{R}^{'''}_2\text{O}_3$ est très élevée. D'ailleurs le minerai brut est attirable à l'aimant ordinaire et ce caractère n'est pas dû à un mélange de magnétite et de chromite puisque la portion magnétique révèle elle-même 22,78 p. 100 de Cr_2O_3 à l'analyse. La conséquence de cette forte teneur en fer est évidemment que le caractère magnésien de cette chromite est beaucoup moins accentué que dans le type Andriamena : la valeur du rapport $\text{MgO/MgO} + \text{FeO}$ est de 0,2 au lieu de 0,4 ou 0,5.

Type Ranomena. — Il s'agit là, en quelque sorte, d'une chromite intermédiaire entre les deux précédentes. La teneur en Cr_2O_3 à l'analyse est de l'ordre de 45 p. 100 (moyenne). Le rapport Cr/Fe est égal à 1,5. Elle est donc moins chromifère qu'à Andriamena. La proportion d'alumine est sensiblement égale à celle des chromites d'Andriamena. Le fer ferrique se substitue à Al et Cr dans des proportions un peu plus élevées que dans le type Andriamena : ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,8$ p. 100 au lieu de 4,9 p. 100, 5,7 p. 100 et 6,1 p. 100).

Elle semble d'autre part un peu plus magnésienne : $\text{MgO/FeO} = 0,9$ et $\text{MgO/MgO} + \text{FeO} = 0,5$.

MODE DE FORMATION DES GISEMENTS CHROMIFÈRES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA

Il convient d'abord, avant de discuter de la genèse de la minéralisation chromifère de la série d'Andriamena, de faire un petit résumé des observations de terrain et des caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques du minerai de chromite. La chromite forme des ségrégations en amas de forme généralement lenticulaire dans les schistes savonneux, spécialement talcschistes et chloritoschistes. Les gisements sont encaissés dans les formations de la série basique, métamorphique d'Andriamena. Aucun n'a été signalé dans les formations paramétamorphiques du système du graphite. Cette minéralisation est très vraisemblablement antérieure au dernier cycle de granitisation et de migmatitisation d'âge éocambrien, phénomènes qui se sont traduits en particulier par des petits amas ou filons pegmatitiques. Quand ces derniers recoupent les lentilles chromifères, il se développe de la fuchiste, mica chromifère. Si des « indices » ont été relevés depuis le sud d'Andriamena jusqu'à la région de Maevatanàna, les « gisements » se localisent dans un rayon d'une trentaine de kilomètres autour d'Andriamena.

En lame mince les grains de chromite ne présentent jamais de forme cristallographique. Ces

grains, arrondis ou en petits amas à contours déchiquetés, sont souvent fracturés et les fragments déplacés. Ils présentent souvent une auréole externe plus sombre (plus ferrière) que le cœur. Ils sont parfois pœcilitiques (inclusions de chlorite ou de talc). Les minéraux de gangue sont essentiellement représentés par du talc et une variété particulière de clinocllore : la leuchtenbergite. Les caractères minéralogiques et chimiques de la chromite diffèrent considérablement selon sa provenance. Il s'agit d'une chromite magnésienne (rapports Cr/Fe oscillant autour de 2,5 et $\text{MgO/MgO} + \text{FeO}$ autour de 0,5) pour la région d'Andriamena et de fer chromé ou de chromo-magnétite (rapports Cr/Fe de 0,5 et $\text{MgO/MgO} + \text{FeO}$ de 0,2) pour la région de Maevatanàna.

La présence d'un échantillon de chromite à enstatite a été relevée.

En partant de ces quelques observations, comment peut-on concevoir la genèse de la minéralisation chromifère ? Plusieurs hypothèses peuvent être émises :

1. Hypothèse d'une concentration magmatique primaire non modifiée.

La première idée qui vient à l'esprit est en effet de considérer cette minéralisation chromifère comme d'origine purement magmatique : ségrégation du chrome dans les produits de différenciation des massifs gabbroïques tels que les pyroxénolites. Les minéraux de gangue du minerai sont en effet le talc et la chlorite qui pourraient être considérés comme les produits de la transformation hydrothermale d'orthopyroxène par des solutions magmatiques résiduelles. Au cours de la mise en place des massifs gabbroïques et pendant leur cristallisation ces massifs auraient été soumis à des phénomènes de tension et les zones de faiblesse ainsi produites auraient été favorables à la concentration préférentielle des éléments mafiques et à la circulation des solutions hydrothermales.

Mais cette hypothèse ne tient pas compte d'un fait primordial, celui du métamorphisme général qui a affecté tout l'ensemble éruptif basique, lequel a donné la série métamorphique d'Andriamena. Il est donc normal de penser que ce métamorphisme a modifié le gisement primitif de la chromite.

2. Hypothèse d'une concentration magmatique primaire modifiée.

Dans le chapitre précédent nous avons montré que la formation des schistes savonneux pouvait être attribuée à une métagénèse essentiellement hydro-

thermale produite au cours du métamorphisme général. Or, la minéralisation chromifère n'a été rencontrée que dans des talcschistes ou des talcschistes à chlorite. Il serait ainsi normal de penser que les pyroxénolites chromifères primitives ont été transformées en schistes savonneux par ce même processus métamorphique.

A ce sujet il faut remarquer que les gisements de chromite de la région d'Andriamena sont d'un type tout à fait particulier et ne peuvent se rapporter à aucun des gisements décrits dans la littérature. Les principaux gîtes mondiaux sont toujours en relation évidente avec des roches telles que les péridotites, les dunites et parfois les pyroxénolites. Dans ces roches la chromite constitue de grosses masses plus ou moins tabulaires, de véritables « strates » ou encore de petits amas isolés, des veines, des lentilles. Si ces roches éruptives ultrabasiques sont fréquemment transformées en serpentines, talcschistes, schistes carbonatés à talc, cette altération est facilement explicable sans faire intervenir un métamorphisme général. Ce qui n'est pas le cas pour la région d'Andriamena où l'altération hydrothermale ayant donné les schistes savonneux n'est qu'un processus un peu particulier suivi par un métamorphisme général dont l'existence ne peut être mise en doute.

En outre, les analyses chimiques de la chromite d'Andriamena révèlent qu'il s'agit d'un spinelle très particulier caractérisé par sa richesse en magnésie et par la variabilité de ses teneurs en chrome et en fer (rapports Cr/Fe variant entre 1,5 et 3). On peut ainsi penser que la chromite a recristallisé au cours du métamorphisme en absorbant une certaine quantité de magnésie et dans certains cas en exsudant un peu de fer (bordures des grains parfois plus sombres, donc très vraisemblablement plus ferrières, que le cœur).

Mais cette interprétation ne rend pas compte de deux faits qui nous paraissent capitaux : localisation des « gisements » dans une zone profonde de métamorphisme et variation de la composition chimique du minerai en fonction de l'intensité métamorphique. Aussi est-on amené à émettre une nouvelle hypothèse.

3. Hypothèse d'une concentration par métamorphisme général.

Les fortes concentrations de chromite ne se rencontrent qu'au sein des formations présentant des associations minérales de haute intensité métamorphique (zone des gneiss ultrainférieurs). Dans les formations appartenant aux zones des gneiss inférieurs et supérieurs de la feuille Maevatanàna, de nombreux « indices » ont été rencontrés mais aucun « gisement » n'y a été mis à jour.

La composition chimique de la chromite de la région d'Andriamena est, comme nous l'avons vu, totalement différente de celle du sud de Maevatanàna. Or, les formations encaissantes appartiennent respectivement à la zone des gneiss ultrainférieurs (soit au faciès granulite) pour la région d'Andriamena et à celle des gneiss supérieurs (soit au faciès amphibolite à épidote) pour la région de Maevatanàna.

Dans le chapitre sur les schistes savonneux, nous avons fait remarquer l'anomalie présentée par les roches éruptives basiques et ultrabasiques résiduelles et par leurs produits de transformation, à savoir leur teneur en chrome. Cette teneur est inférieure à la teneur moyenne habituelle renfermée dans de telles roches. Cette caractéristique peut paraître d'autant anormale que de fortes concentrations chromifères y sont par ailleurs associées.

Enfin, il faut remarquer que le minéral de gangue « primaire » des chromites d'Andriamena est très certainement un orthopyroxène. Or, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, ce minéral est caractéristique du faciès granulite. C'est un minéral de métamorphisme qui se développe aux dépens des clinopyroxènes dans les gabbros de la série d'Andriamena. Au contraire, le minéral de gangue primaire de la chromite de Maevatanàna est une amphibole (trémolite) et le minéral de métamorphisme qui se développe dans les roches gabbroïques voisines est la hornblende verte.

Mais un métamorphisme général purement topochimique ne peut expliquer de telles concentrations chromifères. Il est nécessaire de faire intervenir des phénomènes metasomatiques. Le chrome, à l'origine, devait être plus ou moins régulièrement réparti dans des roches gabbroïques et plus spécialement dans les réseaux cristallins des pyroxènes et de la magnétite. Au cours du métamorphisme il en a été chassé et il est venu se concentrer dans des zones privilégiées : fractures, diaclases, joints des massifs gabbroïques débités en masses rigides plus ou moins volumineuses, glissant les unes contre les autres. Ces phénomènes étaient favorisés du fait qu'ils se produisaient à une grande profondeur et que pres-

sion et température étaient très élevées. Or, ces zones privilégiées sont celles qui ont été également favorables à la metasomatose hydrothermale, ce qui explique l'association habituelle chromite-schistes savonneux.

Mais cette relation entre la minéralisation chromifère et les schistes savonneux observée pour la région d'Andriamena est vraisemblablement accidentelle. Elle ne doit pas être considérée comme une règle absolue dans l'hypothèse d'une concentration chromifère par métamorphisme général. A cet égard, les gisements de Ranomena, près de Tamatave, apportent un exemple de concentration métamorphique de chrome sans altération hydrothermale ultérieure. En effet, d'une part, nous avons vu que la chromite de cette région est tout à fait particulière et, d'autre part, l'enstatite et l'olivine, minéraux de la gangue, ne montrent qu'un très faible début d'altération en talc et en antigorite. Cette altération peut être considérée comme un simple réajustement minéralogique aux changements des conditions de température produits au cours de la phase orogénique responsable de la mise en place des gisements et des formations métamorphiques encaissantes.

Mais en ce qui concerne cette minéralisation chromifère de la côte est de Madagascar, il convient de se montrer prudent en raison du peu d'informations relatives à ces gisements et à leur contexte géologique.

Conclusion. — Les gisements de chromite de la région d'Andriamena sont d'un type tout à fait particulier qu'il est impossible d'identifier à l'un des différents types actuellement connus dans le reste du monde. C'est ainsi que nous avons été amenés à concevoir l'hypothèse d'une concentration produite au cours d'un métamorphisme général de haute intensité et dans certaines zones privilégiées favorables à l'activité hydrothermale responsable de la formation des schistes savonneux. Cette hypothèse nous semble, à l'heure actuelle, seule capable de rendre compte des conditions de gisement, des caractères pétrographiques et chimiques de ce minéral.

CHAPITRE VIII

ZONÉOGRAPHIE DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA

Introduction.

Après avoir décrit le mode de gisement et la pétrographie des principales formations basiques dont l'ensemble constitue la série d'Andriamena, nous allons tenter d'esquisser la zonéographie de cette dernière, de voir à quelles zones de métamorphisme, selon la classification de J. JUNG et M. ROQUES, 1936, 1938 et 1952, les paragenèses observées peuvent être rapportées.

Mais il est nécessaire, pour pouvoir définir une véritable zone de métamorphisme que les roches en présentant les associations minérales caractéristiques aient une extension géographique suffisamment étendue. Il faut qu'elle soit « cartographiable ». Nous verrons en effet que certains faciès pétrographiques caractéristiques d'une zone supérieure de métamorphisme se rencontrent en des points isolés, au sein d'un ensemble de formations présentant les associations minérales caractéristiques d'une zone de métamorphisme beaucoup plus profonde. Ces faciès un peu aberrants ne sont que des « accidents métamorphiques » dus à des conditions physico-chimiques exceptionnelles. Ils ne viennent nullement en contradiction avec la notion de zone d'isométamorphisme.

Mais on sait que les faciès-repères qui ont servi à ces auteurs pour définir les zones d'isométamorphisme, sont ceux de la séquence alumineuse. Or, la série d'Andriamena correspond à une séquence gabbro-dioritique. Aussi nous avons tenté d'établir les corrélations entre ces deux séquences, ce qui nous a été facilité par l'association sur le terrain de certains termes de la série basique d'Andriamena avec des bancs de gneiss riches en minéraux alumineux. Avant d'établir ces corrélations nous allons d'abord décrire les trois grands courants de transformation subis par le vieux complexe éruptif basique et voir à quel faciès métamorphique de la classification d'ESKOLA, 1939, les différentes associations minérales ainsi produites appartiennent.

LES DIFFÉRENTS PROCESSUS DE L'ORTHOGNEISSIFICATION

Nous pensons avoir bien mis en évidence que la série métamorphique d'Andriamena dérivait d'un vaste complexe éruptif basique englobé postérieurement à sa mise en place dans un cycle de métamorphisme général. Ce dernier a respecté parfois le gisement, la texture, la structure et les associations minérales des gabbros, norites et diorites, mais il a modifié et souvent complètement oblitéré ces caractères primitifs, si bien que nous avons affaire principalement à des roches cristallophylliennes. Nous nous proposons d'abord de retracer les différents processus de cette transformation. En effet, les conditions physico-chimiques régnantes durant ce métamorphisme n'ont pas été identiques sur toute la superficie couverte par ces roches basiques qui n'ont pas été enfouies aux mêmes profondeurs.

Processus charnockitique.

Un des processus suivi par le métamorphisme général conduit à la formation de roches dont les associations minérales sont caractéristiques du faciès granulite d'ESKOLA. Les différents stades aboutissant à la formation de ces roches charnockitiques peuvent être schématisés de la sorte :

1° *Structure conservée.* — Les structures primitives ophitiques ou grenues à gros grains sont nettement reconnaissables. Les phénomènes de tension sont néanmoins visibles par la torsion, la fracturation des plagioclases, puis par un début de granulation des plagioclases et des pyroxènes. L'hypersthène apparaît et montre fréquemment qu'il se forme aux dépens des clinopyroxènes : augite et diopside (ou pigeonite calcique), cette dernière se formant elle-même aux dépens de l'augite. La hornblende de couleur brun-vert peut apparaître par pseudomorphose de l'un quelconque des pyroxènes. Les plagioclases ne semblent pas avoir changé de nature. Il apparaît

souvent à l'intérieur des cristaux des filaments à pigment jaune ou orange qui donnent à la roche le faciès malgachitique souvent décrit dans les séries charnockitiques d'autres régions.

2° *Structure primitive, modifiée puis détruite.* — La granulation se développant, d'ophitiques ou de grenues à gros grains, les structures deviennent essentiellement granoblastiques. Les cristaux, grossièrement équi-granulaires, ont des contours souvent lobés. Parfois subsistent de gros cristaux automorphes de plagioclase ou d'hypersthène tordus, fracturés. L'hypersthène est abondamment représenté et il n'y subsiste souvent que des squelettes de clinopyroxène à l'intérieur. Certaines lames, rares il est vrai, montrent l'absence complète d'amphibole, mais elle est habituellement présente et il s'agit alors d'une hornblende brun-verdâtre. Cette dernière semble bien être stable sous les conditions physico-chimiques du faciès granulite et il paraît normal de rapporter à ce dernier les amphibolites ou amphibolites plagioclasiques à hornblende brune. Les plagioclases ont vraisemblablement recristallisé car, d'une part, dans les termes riches en pyroxène, ils semblent avoir une composition plus basique que dans la roche éruptive originelle et, d'autre part, dans les types gneissiques (avec quartz) et migmatitiques, ils paraissent être plus acides.

3° *Phénomènes métasomatiques.* — Nous avons vu qu'il existait une véritable série continue entre, d'une part les pyroxénites peu feldspathiques et d'autre part, les gneiss et migmatites à pyroxène. Ces deux dernières formations sont encore caractérisées par la présence d'hypersthène et par les filaments à pigmentation jaune, malgachitiques. Mais il apparaît, soit de grandes plages lenticulaires de quartz, soit des cristaux de microcline perthitique qui, lorsqu'ils sont abondants, donnent à la roche une structure à cloisons de quartz, plagioclase et hypersthène. Ces faciès sont identiques à ceux décrits dans diverses séries charnockitiques des Indes, d'Australie et de Russie.

A ces différents stades on peut voir fréquemment les pyroxènes entourés par un mince liseré de hornblende vert-bleu, vert pâle ou incolore. Cette amphibole, totalement différente de la hornblende brun-verdâtre qui, elle, est stable sous les conditions physico-chimiques du faciès granulite, doit être considérée comme le produit d'un réajustement s'étant opéré au cours de la mise en place de ces formations. Il est possible aussi qu'elle soit, dans certains cas, le résultat d'une légère rétro-morphose intervenant au cours du dernier cycle de granitisation et de migmatitisation ayant affecté le vieux socle malgache et qui est d'âge éocambrien.

Processus amphibolique.

Un autre sens dans lequel ont pu évoluer les gabbros et les diorites est celui qui les a conduits non pas à des pyroxénites mais à des amphibolites.

1° *Structure conservée.* — Comme dans le premier stade du processus charnockitique, les structures ophitiques ou grenues sont bien reconnaissables mais torsion et fracturation des cristaux de plagioclases y sont néanmoins des phénomènes habituels. La hornblende verte fait son apparition sur le pourtour et le long des clivages des pyroxènes qu'elle envahit progressivement. La pseudomorphose peut être complète mais, à ce stade, la structure primitive est toujours conservée. Les pyroxènes sont remplacés alors par des agrégats fibreux de hornblende verte (parfois avec trémolite) dont les contours sont soulignés par une hornblende bleu-vert. Cette pseudomorphose s'accompagne souvent d'une exsudation de fer sous forme de grains de minéral disposés sur le pourtour ou le long des clivages des amphiboles. Ces dernières peuvent renfermer du quartz en inclusions poecilithiques. Les aiguilles de hornblende ou de trémolite s'enchevêtrent quelquefois dans les plagioclases. Quelques associations ilménite-sphène (leucoxène) sont à signaler. La nature du plagioclase n'est pas modifiée, semble-t-il, mais il a pu exsuder, dans certains cas, de la chaux sous forme de calcite ou d'épidote-zoïsite.

2° *Structure modifiée ou détruite.* — Les plagioclases automorphes résiduels sont tordus ou tronçonnés et ils sont remplacés par d'autres, équi-granulaires. La nature de ces plagioclases de recristallisation ne semble pas dépendre d'une règle bien définie : ils sont tantôt plus acides, tantôt plus basiques. Dans le premier cas, apparaît souvent l'épidote ou la zoïsite. L'amphibole est une hornblende verte, pléochroïque ou non. Elle se trouve soit en aiguilles ou fibres, formant des agrégats qui, en lumière naturelle, paraissent homogènes, soit plus fréquemment en cristaux bien individualisés, trapus. Les grains de minéral y sont disposés sur les contours ou le long des clivages.

Le stade ultime de la transformation est une amphibolite plagioclasiq ou une plagioclasiq à amphibole, roches grenues à structure granoblastique ou granoblastique.

De telles transformations se sont produites sous les conditions physico-chimiques du faciès amphibolite d'ESKOLA (plagioclase-hornblende avec ou non diopside — grenat-épidote) et du faciès amphibolite à épidote (albite-hornblende-épidote-chlorite ou non).

En effet, nous avons décrit de nombreuses amphibolites constituées essentiellement de plagioclases et de hornblende commune, verte. Mais si l'épidote a

été parfois observée, par contre, le diopside ou le grenat ne l'ont jamais été. Dans de telles roches le plagioclase habituel paraît être un plagioclase très basique (pouvant aller jusqu'à la bytownite). On se trouverait dans ce cas dans le faciès amphibolite *sensu stricto*. Par contre, nous avons dit que les plagioclases de recristallisation pouvaient être plus acides (oligoclase ou andésine), ce qui semble indiquer, comme le pense A. POLDERVAART, 1953 (qui, en résumant les travaux de SUTTON et WATSON, 1951, décrit des phénomènes à peu près identiques à certains de ceux que nous venons d'énumérer), que les transformations concomitantes du pyroxène en amphibole et du plagioclase basique (labrador par exemple) en oligoclase ou andésine se soient produites dans les conditions physico-chimiques du faciès amphibolite à épidote d'ESKOLA, 1939, ou de la zone à almandin de BARROW.

Processus hydrothermal.

Les schistes savonneux de la série d'Andriamena sont des roches caractérisées, d'une part, par l'abondance des minéraux hydratés, talc, chlorite et, d'autre part, par la présence d'amphiboles non alumineuses du groupe trémolite-actinote qui renferment également d'ailleurs des groupements hydroxylés. Les principales associations rencontrées sont les suivantes :

Trémolite — talc ;
Chlorite — trémolite (résiduelle) — zoïsité ;
Talc — trémolite — biotite ;
Talc — pennine — clinocllore ;
Talc — chlorite.

Il faut noter l'absence d'albite, de quartz, ce qui est dû à la nature de la roche originelle. Cette énumération montre que l'on a affaire à des associations minérales typiques de schistes ultrabasiques rencontrées dans le faciès schiste vert. Il va sans dire que, dans de telles formations, la structure primitive est complètement détruite.

Il faut signaler aussi que l'on a pu observer le passage du faciès schistes verts au faciès amphibolite : cristaux résiduels de hornblende verte (alumineuse) au milieu d'aiguilles de trémolite et de plages de talc et de chlorite.

Ainsi, nous venons de montrer que les trois grandes catégories d'associations minérales présentées par les formations de la série d'Andriamena pouvaient être rapportées respectivement au faciès granulite, au faciès amphibolite, au faciès schiste vert. Mais est-ce à dire que tous ces faciès correspondent exactement à la notion de « mineral faciès » ? P. ESKOLA, 1957, nous rappelle que « la conception de « mineral faciès » est basée sur la thèse

physico-chimique suivant laquelle, dans une roche qui a atteint un équilibre chimique à une température et une pression constantes, l'ensemble des phases, c'est-à-dire les constituants minéraux, dépendront uniquement de la composition chimique globale ».

En retournant cette définition, pouvons-nous dire que certaines associations minérales que nous avons décrites comme caractéristiques du faciès schistes verts se soient développées au sein d'une roche telle qu'une pyroxénolite *dans les conditions de température et de pression du faciès schistes verts*, c'est-à-dire pour fixer les idées, sous une température de l'ordre de 200° et une pression de 1 000 à 1 500 atmosphères (BARTH, 1951) ? Pouvons-nous dire également que les associations minérales rapportées au faciès amphibolite se soient formées uniformément, aux dépens de gabbros ou de diorites, sous une température de l'ordre de 400° et sous une pression de l'ordre de 2 000 atmosphères ? Sous une autre forme, enfin, on peut se demander si la répartition de ces différents types de minéral faciès se fait suivant des zones de métamorphisme régional ayant une extension géographique suffisante pour être cartographiables et ayant une distribution et une répartition n'obéissant pas à la simple loi du hasard.

Nous allons parler d'abord de ce dernier problème, laissant pour un paragraphe ultérieur celui de savoir si certaines associations minérales sont ou non caractéristiques d'un véritable faciès minéral, d'une véritable zone de métamorphisme.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIVERS TYPES DE « MINÉRAL FACIÈS » D'ESKOLA

Bien que la cartographie précise des différents types de « mineral faciès » n'ait pu être faite en raison de l'échelle de nos levés et de la couverture latéritique on peut localiser grossièrement leur extension sur les feuilles Maevatanàna et Andriamena.

Les formations basiques à caractère charnockitique du faciès *granulite* occupent la dépression de la Mahajamba et sont limitées par Tsaratanàna au Nord, le chaînon de Tazoanilevangamena au Nord-Est, le cours de la Mahajamba au Sud-Est, Andriamena au Sud, la ligne de partage des eaux Betsiboka-Mahajamba au Sud-Ouest et finalement le *tampoketsa* kamoréen au Nord-Ouest.

Les formations appartenant au faciès *amphibolite* peuvent se rencontrer à l'intérieur de la « série charnockitique » précédente, mais prennent surtout une grande extension dans la moitié orientale de la feuille Maevatanàna.

Quant aux schistes savonneux dont les associations minérales sont caractéristiques du *faciès schiste vert*, on les rencontre intercalés dans les deux précédents ensembles, sans localisation géographique nette, bien que d'après G. GUYONNAUD, 1951, ils semblent être particulièrement abondants dans la région de Maevatanàna, entre les rivières Betsiboka et Ikopa.

Ainsi, du point de vue cartographie, on s'aperçoit que le faciès schiste vert ne caractérise pas un groupe de roches ayant une extension géographique considérable. Il se développe au sein de formations aussi bien à faciès granulite qu'à faciès amphibolite. Le faciès amphibolite, lui, affecte des formations occupant une superficie importante (en gros, moitié orientale de la feuille Maevatanàna) mais forme également des flots au sein de formations appartenant essentiellement au faciès granulite. *Seul le faciès granulite a une aire d'extension bien délimitée.* Le faciès malgachitique si caractéristique des charnockites n'a en particulier pas été signalé sur la feuille Maevatanàna, non plus qu'au nord de celle d'Anjozorobe. L'interprétation que l'on peut donner de tout ceci fera l'objet d'un paragraphe ultérieur. Nous allons d'abord tenter d'établir la corrélation entre les faciès minéraux d'ESKOLA et TURNER auxquels nous nous sommes référés jusqu'à présent et les zones d'isométamorphisme de J. JUNG et M. ROQUES, 1952.

POSITION DANS LA CLASSIFICATION DE J. JUNG ET M. ROQUES

Etant donné que les faciès-repères ayant servi à définir les zones d'isométamorphisme selon J. JUNG et M. ROQUES, 1952, sont ceux de la séquence alumineuse, nous allons tenter de définir à quelles formations de la série à graphite (anciens sédiments silico-alumineux à intercalations arénacées et carbonées) les divers faciès basiques décrits précédemment sont associés.

Rappelons que sur la feuille Andriamena, les gneiss de la série à graphite sont caractérisés par deux groupes d'associations minérales caractérisant d'une part la base des gneiss inférieurs, d'autre part la base des gneiss ultra-inférieurs (pour les descriptions pétrographiques détaillées nous renvoyons à nos études antérieures : P. GIRAUD, 1955 ; P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. GIRAUDON, 1957).

Gneiss inférieurs :

— Quartz (microcline), plagioclase, sillimanite, biotite, grenat.

— Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, sillimanite, biotite, grenat.

Gneiss ultra-inférieurs :

— Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, sillimanite, grenat ;

— Quartz (microcline), plagioclase, cordiérite, biotite, grenat.

Les enclaves basiques emballées dans ces gneiss caractéristiques de la zone des gneiss ultra-inférieurs et de la base des gneiss inférieurs appartiennent au faciès granulite. Il s'agit essentiellement de pyroxénites feldspathiques à hypersthène et amphibole brune. Il semble donc que le processus charnockitique type se soit produit à une profondeur correspondant à la base de la zone des gneiss inférieurs et à la zone des gneiss ultra-inférieurs.

Sur la feuille Maevatanàna, la corrélation est plus délicate en raison, d'une part, de la migmatisation récente qui a affecté plus intensément les formations paramétamorphiques des séries d'Andriba et de Maevatanàna et, d'autre part, du fait que d'après G. GUYONNAUD, les roches gabbroïques et ultrabasiques équivalentes de celles de la région d'Andriamena sont encaissées dans un ensemble à prédominance amphibolique. Néanmoins, on peut raisonnablement admettre que les formations de la série amphibolique de Maevatanàna appartiennent à la même zone de métamorphisme que celles du groupe d'Andriba, au milieu desquelles elles forment une large bande subméridienne. On sait que du point de vue stratigraphique le groupe de Maevatanàna surmonte le groupe d'Andriba.

Or, G. GUYONNAUD, 1951, a décrit des gneiss à biotite, sillimanite, grenat (ou à biotite et graphite) qu'il rattache à la zone des gneiss inférieurs. Ces roches affleurent sur la bordure est de la feuille Maevatanàna et représentent les termes supérieurs de la série à graphite de la feuille Andriamena.

De plus, ce même auteur décrit comme faciès caractéristique de la bande subméridienne de la série d'Andriba (dans laquelle sont encaissées les fameuses lames de granite stratoïde) des gneiss à deux micas (avec parfois de la sillimanite), caractéristiques de la zone des gneiss supérieurs.

En outre, les formations de la série de Maevatanàna, dans lesquelles G. GUYONNAUD signale de vieux massifs gabbroïques ou ultrabasiques orthogneissifiés, se trouvent entre ces deux ensembles. Il est donc vraisemblable qu'elles appartiennent, pour la partie orientale, à la zone des gneiss inférieurs et, pour la partie occidentale, à celle des gneiss supérieurs, d'autant que les descriptions faites par G. GUYONNAUD, de ce qu'il appelle les « gneiss satellites des gabbros » (zone moyenne de Maevatanàna), montrent que ces derniers ont suivi ce que nous avons appelé le « Processus amphibolique ».

En définitive, les formations gneissiques d'origine sédimentaire de la série à graphite semblent bien avoir subi un métamorphisme général d'intensité

décroissante depuis le centre de la feuille Andriamena à l'Est (zone des gneiss ultra-inférieurs) jusqu'à la moitié de la partie occidentale de la feuille Maevatanàna à l'Ouest (zone des gneiss supérieurs). Les roches basiques d'origine éruptive de la série d'Andriamena présentent une répartition parallèle à celle de ces formations paramétamorphiques ; en effet, en allant d'Est en Ouest on trouve successivement le faciès granulite, le faciès amphibolite et le faciès amphibolite à épidote. Il est possible même que les formations des environs de Maevatanàna appartiennent, toujours d'après G. GUYONNAUD, à une zone de métamorphisme supérieur, mais cette attribution ayant été basée sur la présence de roches amphiboliques présentant les associations minérales caractéristiques du faciès schistes verts, nous réservons notre opinion car, comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant, de telles roches ne se sont pas formées uniquement sous les conditions de température et de pression du faciès schistes verts.

Il convient maintenant de résumer ces observations par un petit tableau de correspondance entre les zones d'isométamorphisme auxquelles appartiennent les formations paramétamorphiques de la série à graphite et les faciès minéraux présentés par les roches basiques de la série d'Andriamena.

GNEISS DE LA SÉRIE A GRAPHITE	ROCHES BASIQUES DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA
Zone des gneiss supérieurs	Faciès amphibolite à épidote
Zone des gneiss inférieurs	Faciès amphibolite (gabbro à amphibole)
Zone des gneiss ultra-inférieurs	Faciès granulite

SIGNIFICATION RÉELLE DE QUELQUES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES ANORMAUX

Nous avons insisté sur le fait que les formations présentant les associations minérales caractéristiques du faciès schistes verts pouvaient se trouver intercalées dans celles à faciès amphibolite ou à faciès granulite, de même que le « processus amphibolique » pouvait s'être développé au sein de formations appartenant au faciès granulite.

Il convient donc de savoir si ces faciès sont contradictoires avec les notions de « faciès minéral » ou de « zone d'isométamorphisme » selon lesquelles pour une roche de composition chimique donnée ayant atteint son équilibre chimique, les paragenèses

ne dépendent, dans la première notion, que des conditions de température et de pression et, dans la seconde, que de la profondeur. Autrement dit, la présence, par exemple, de schistes savonneux ou d'amphibolites dans les pyroxénites charnockitiques implique-t-elle un abaissement de température ou une modification de la pression, ou la formation de ces faciès pétrographiques à des profondeurs différentes.

De nombreux auteurs ont mis en relief l'importance d'autres facteurs que la température et la pression pour aboutir à la formation de roches dont les associations minérales paraissent aberrantes. Ainsi, YODER, 1952-1955, à la suite de ses expériences sur les associations minéralogiques du système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ met en évidence le rôle capital de l'eau dans le métamorphisme. « La présence d'un excès ou d'une insuffisance de vapeur d'eau influence la minéralogie d'une roche métamorphique » (1952, p. 569)... Dans le cas extrême d'un sédiment non poreux, imperméable, seuls des minéraux anhydres pourraient être produits au cours du métamorphisme. Les granulites, par exemple, peuvent s'être formées en l'absence d'eau à de basses températures ou à des températures élevées en présence d'eau, au-dessous de la limite de stabilité des minéraux hydratés (1955, p. 518)... nombre d'altérations hydrothermales fréquentes, qui ont été interprétées comme dues à un métamorphisme rétrograde, dans le sens d'une intensité plus basse, ne nécessitent pas un changement dans les conditions de pression ou de température mais peuvent s'expliquer par un excès de vapeur d'eau (1951, p. 1493).

Dans un autre ordre d'idées, H. SORENSEN, 1953, explique la présence de certains amas de roches ultrabasiques par une différenciation métamorphique résultant de phénomènes chimiques et d'une chaleur d'origine « mécanique » en liaison avec une tension très élevée. « Il y a une relation étroite entre l'évolution structurale et le métamorphisme, le métamorphisme étant intensifié avec une déformation croissante. »

Enfin, la littérature moderne, à la suite de C.E. WEGMANN, 1935, met en relief l'importance des phénomènes de diffusion, de migration, de métasomatose produits au cours du métamorphisme.

De tout ceci, que pouvons-nous tirer en ce qui concerne le métamorphisme ayant donné la série basique métamorphique d'Andriamena ?

Tout d'abord, nous pensons que le faciès granulite, présenté par les formations paramétamorphiques de la série du graphite et basiques de la série d'Andriamena constituant l'essentiel du socle de la dépression de la Mahajamba, s'est bien développé sous de hautes pressions et à des températures élevées (de l'ordre de 3 000 atmosphères et de 500 à 600° d'après BARTH, 1951). Il y a bien l'hypothèse de

YODER, 1955, selon laquelle « les granulites peuvent s'être formées en l'absence d'eau à de basses températures... ». Mais comme le fait remarquer P. ESKOLA, 1957, pour les khondalites ou les granulites à cordiérite de Laponie finnoise riches en graphite, roches dérivant d'anciens sédiments hydratés, l'absence d'eau se traduisant par la présence de minéraux anhydres, est une conséquence de la haute température plutôt que la *primacausa*. Il en est de même, à notre avis, pour les formations de la série à graphite.

En outre, il semble bien montré que le métamorphisme général ayant affecté le vieux complexe intrusif basique ait eu son foyer de plus grande intensité entre Andriamena et Tsaratanàna, et que les formations ortho et para-métamorphiques de cette région présentant les paragenèses de la zone des gneiss ultra-inférieurs soient surmontées, en se dirigeant vers l'Ouest, par des formations d'origine identique, mais appartenant successivement à la zone des gneiss inférieurs, puis à celle des gneiss supérieurs. Rappelons qu'à l'est de la rivière Mahajamba l'ancienne zonéographie a été complètement oblitérée par la granitisation et la migmatisation éocambriennes.

Mais il convient maintenant d'expliquer pourquoi, au sein des formations à caractère charnockitique, on puisse observer des roches dont les associations minérales sont caractéristiques du faciès schistes verts. P. ESKOLA, 1952, signale en certains endroits de Laponie « un mode de gisement particulier d'amphibolites alternant avec des granulites ». Nous avons observé, de notre côté, des amphibolites à hornblende verte associées à des pyroxénites à hypersthène. Nous pensons, avec P. ESKOLA, 1957, qu'il est difficile d'expliquer cette alternance, cette association, par des températures différentes. D'après les conclusions de YODER, 1952, 1955, P. ESKOLA explique l'alternance amphibolite-granulite par le fait que les bancs d'amphibolites étaient plus perméables à la vapeur d'eau et ont été imbibés.

P. ESKOLA note aussi que « les zones tectonisées sont fréquemment amphibolitisées dans les charnockites ». Un exemple en a été donné dans le deuxième chapitre de ce mémoire : amphibolite d'allure filonienne de quelques décimètres de puissance et se suivant sur plusieurs dizaines de

mètres en direction. Elle résulte vraisemblablement d'un remplissage de faille par des éléments ferromagnésiens. En outre, nous avons montré que fréquemment les lentilles de schistes savonneux s'alignaient suivant des directions recoupantes par rapport à la foliation d'ensemble des roches encaissantes, ces directions correspondant à des fractures. Il n'est pas douteux, à notre avis, que dans ce cas la transformation à caractère hydrothermal conduisant à la formation de minéraux hydratés a été facilitée ou même causée par des accidents cassants.

En outre, bien que YODER, 1951, pense que « de nombreuses altérations à caractère hydrothermal qui ont été interprétées comme résultant d'un métamorphisme rétrograde, dans le sens d'une intensité plus faible, ne nécessitent pas un changement dans les conditions de température et de pression, mais peuvent être causées par un excès de vapeur d'eau », il est très vraisemblable que, dans certains cas, la formation d'amphibolite correspond à une rétromorphose, à un réajustement minéralogique produit au cours du refroidissement progressif des roches primitivement formées sous les conditions de température et de pression du faciès granulite. Cette rétromorphose a pu également se produire dans les régions intéressées par la migmatisation récente, éocambrienne. Malheureusement, sur le terrain, en présence d'un affleurement d'un de ces faciès aberrants, il est souvent difficile d'attribuer à tel ou tel de ces phénomènes la cause de sa formation.

En définitive, le fait que certains faciès pétrographiques, habituellement caractéristiques d'un métamorphisme de faible intensité puissent se trouver interstratifiés dans des formations dont les associations minérales témoignent d'un métamorphisme de haute intensité, ne vient pas en contradiction avec les notions de « mineral faciès » ou de zone d'isométamorphisme. En effet, tout métamorphisme s'accompagne de phénomènes de tension, d'accidents cassants, qui déterminent ainsi des zones privilégiées, favorables à des processus métasomatiques et en particulier à la fixation de l'eau chassée des roches avoisinantes du fait des hautes températures régnant dans les zones profondes où elles sont transformées.

CHAPITRE IX

LES MASSIFS DE ROCHES BASIQUES RECOUPANTS ET LES COULÉES DE BASALTES

Au milieu des schistes cristallins précambriens constituant le socle de la région d'Andriamena affleurent deux massifs de roches basiques présentant des contours francs. Ils ont été distingués des roches basiques « résiduelles » en raison de leur mode de gisement, de leur composition minéralogique et de leurs caractères pétrographiques propres. Il s'agit des massifs d'Ambolosikely (est de Betrandraka) et de Betafo-Ankaranando (sud de Tsaratanàna). Ils feront l'objet principal de ce chapitre.

Nous ne parlerons en effet que brièvement des basaltes qui sont les plus récentes des roches basiques de cette région et qui proviennent d'émissions fissurales. Ils constituent les coulées du *Tampoketsa* (ou Plateau) du Kamoro.

MASSIF D'AMBOLOSIKELY

Entre les rivières Betrandraka et Mahajamba affleure un massif de gabbro à olivine allongé nord-sud. Il se manifeste dans la topographie par des collines grisâtres ou blanchâtres et à la lecture stéréoscopique des photographies aériennes ses contours sont relativement assez visibles, en raison de cette coloration, différente de celle des latérites environnantes, rouge-brun.

Les différences essentielles avec la massif de Betafo-Ankaranando qui se trouve au Nord-Est résident dans le fait qu'il renferme de nombreuses enclaves de schistes cristallins et qu'il n'est pas ceinturé de filons syénitiques. Ces enclaves sont représentées essentiellement par des trémolites, des pyroxénites, voire des migmatites. Ce sont, dans certains cas, des panneaux coincés entre deux fractures ; dans d'autres cas, on a l'impression d'avoir affaire à des enclaves énallogènes.

Il contient, en outre, de très nombreuses pegmatites de faible puissance (maximum 25 mètres de long et 6 mètres de puissance) constituées par du quartz, du feldspath (en éléments moyens avec de rares zones graphiques) et comme minéraux accessoires : de la biotite et de la magnétite. Les filons de quartz y sont assez nombreux également et ren-

ferment de la pyrite et de la tourmaline noire. L'un d'eux, situé à 2,8 km au nord-est de Betrandraka, est minéralisé, d'après A. LENOBLE, en or, bismuth, argent, chalcosine, azurite, pyrite. Il s'agit d'un filon de quartz remplissant une faille dirigée N. 70-80° Est et plongeant vers le Nord.

Cette direction de N. 70-80° Est est commune à toute une série de fractures qui tronçonnent le massif et qui se poursuivent, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, dans le massif gabbro-syénitique de Betafo-Ankaranando. Les caractères pétrographiques de ce gabbro d'Ambolosikely étant identiques à ceux du gabbro de Betafo, ils seront étudiés dans le paragraphe suivant.

MASSIF COMPLEXE DE BETAFO-ANKARANANDO

A 17 kilomètres au sud du chef-lieu du district de Tsaratanàna, se trouve le centre d'un massif complexe de gabbro et de syénite, d'une superficie d'environ 100 kilomètres carrés. Il présente une forme grossièrement ellipsoïdale : 16 kilomètres suivant Nord-Sud et 8 kilomètres suivant Est-Ouest. Ce massif s'individualise très bien dans la topographie. Son pourtour est en effet constitué d'une série de chaînons syénitiques qui dominent d'une part la plaine de la Mahajamba et d'autre part le cœur du massif déprimé et recouvert de forêt. Cette partie centrale gabbroïque est appelée « Bois de Betafo ». Betafo est un petit village situé au nord du massif, au milieu de riches rizières cultivées sur les alluvions de la rivière Ankaranando. L'ensemble est entièrement drainé par des affluents rive droite de la Mahajamba.

Structure.

A la lecture stéréoscopique des photographies aériennes, l'unité de ce massif ressort très bien au milieu des basses collines latéritiques environnantes.

Le trait frappant qui s'en dégage est, comme nous l'avons dit, la zone déprimée du centre, ceinturée par une série de crêtes qui la dominent parfois d'une cinquantaine de mètres.

Cette morphologie correspond à la constitution géologique. La masse centrale déprimée est constituée par un gabbro à olivine, tandis que ses bordures sont des filons de syénite. On a affaire ainsi à une véritable *structure en ring dyke* : anneau plus ou moins régulier de syénite entourant un cœur massif de gabbro à olivine. M. PROU (Rapport mensuel, juin 1956) a pu observer sur la crête de l'Angizohizo, à 2,8 km au sud-est du village Manakana, en $X = 523,320$ et $Y = 1\,013,020$ un contact entre syénite et gneiss à amphibole. Ce contact est franc et il est souligné par une petite zone mylonitique. Les gneiss et le contact ont une direction N. 20° O et présentent un pendage de 70° E. Ajoutons que ces gneiss et la syénite sont recoupés par un filon de quartz orienté d'abord E.O., puis N. 75° E et minéralisé localement en or, chalcopryrite, chalcosine, galène.

Quant au contact syénite-gabbro, une observation a été faite sur un bed-rock de la rivière Ankarando, à 200 mètres du confluent de cette dernière avec la Mahajamba. On peut voir en allant d'Ouest en Est, à partir de l'ancienne piste jeepable, d'abord des migmatites à faciès agmatite, malgachitiques (N. 20° E — 50 à 70° E) puis sans voir le contact en raison de la couverture végétale, une syénite à texture orientée avec des *enclaves de forme lenticulaire ou anguleuse de gabbro à olivine*.

D'après cet affleurement on voit que la syénite a englobé lors de sa mise en place des fragments de gabbro à olivine et qu'elle est postérieure à ce dernier.

Quant à la position structurale de ce complexe gabbro-syénitique de Betafo-Ankaranando par rapport aux schistes cristallins encaissants, nous pouvons dire que les migmatites à septums basiques (série d'Andriamena) de la bordure Ouest plongent *sous* les syénites qui présentent, elles-mêmes, une foliation Nord-Sud et un plongement Est. Il en est de même pour la bordure Sud où les migmatites sont orientées N. 70° O et présentent un pendage Nord. Par contre, les migmatites encaissantes à l'Est plongent à l'extérieur (vers l'Est) du massif ; les syénites, elles, présentent une foliation Nord-Sud avec un pendage Ouest.

Dans l'ensemble structural de la feuille Betrandraka, on est frappé de constater que le massif d'Ambolosikely se situe dans la gouttière synclinale faillée de la Betrandraka et que celui d'Ankaranando se place grossièrement à la jonction des axes synclinaux de la Bemavo et de la Betrandraka et à la terminaison Nord de l'anticlinal de l'Andranohorona dont l'axe s'ennoie sous la syénite.

Il ressort de cette étude structurale que le massif complexe gabbrosyénitique d'Ankaranando-Betafo s'est mis en place vraisemblablement dans une zone de faiblesse explicable par la jonction de deux axes synclinaux et par un abaissement d'axe anticlinal. Il se présente lui-même en position synclinale, les bordures syénitiques plongeant vers l'intérieur du massif. Mais après sa mise en place, il a été affecté par quelques accidents cassants. En effet, sur les photographies aériennes, on distingue plusieurs rivières alignées suivant certaines directions qui correspondent à des fractures. L'une au sud du massif, orientée N. 60 - 70° E, se trouve dans le prolongement de la faille d'Ambolosikely, minéralisée en chalcosine, azurite. Un peu plus au Nord, une faille minéralisée en plomb et cuivre présentant la même direction affecte syénite et gabbro. Enfin, la partie nord-est du massif, près du village de Betafo, a été découpée par un système complexe de fractures dont certaines semblent jalonnées par des filons aurifères ou cuprifères, de faible intérêt d'ailleurs. Là, il semble que les directions majeures soient N. 60° O, N. 30° E, N. 60° E. Elles y ont développé des mylonites de gabbros et semblent être à l'origine des nombreuses lentilles de trémolites dont certaines renferment de l'amphibole asbestiforme.

Ces fractures, postérieures à la mise en place des massifs d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando, peuvent présenter un intérêt du point de vue minéralisation et, comme nous le verrons par la suite, en offrent un certain pour l'interprétation de quelques phénomènes géologiques et de leur situation dans le temps.

PÉTROGRAPHIE ET COMPOSITION CHIMIQUE DU GABBRO A OLIVINE

Ce paragraphe traite des structures, des principaux minéraux constitutifs et de la composition chimique des gabbros à olivine d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando.

Structures.

Les échantillons de gabbro à olivine des massifs d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando présentent en lames minces des *structures grenues à tendance ophitique*. En effet, on voit certains plagioclases tendre vers une forme automorphe, en baguette, sans jamais l'atteindre parfaitement. Ils se développent dans une mésostase équi-granulaire constituée de plagioclase, pyroxène, olivine, biotite, qui ne présentent pas de forme automorphe.

Cette structure grenue à tendance ophitique primitive a été parfois affectée par des phénomènes de cataclase qui se manifestent par la torsion, l'extinction roulante et la présence de mâcles en biseaux des plagioclases. Ces derniers sont parfois poecilithiques : inclusions de fragments de pyroxène, d'amphibole ou d'olivine.

On a coutume de dire que dans une structure ophitique franche (poutrelles de feldspathis moulés par des ferromagnésiens) la cristallisation du feldspath a précédé celle de l'élément ferro magnésien, qui a occupé l'espace resté libre. Ici nous pensons que la cristallisation des plagioclases a dû se faire en deux temps assez rapprochés : ceux à « tendance automorphe » se formant légèrement avant les autres plagioclases « grenus » et les ferro magnésiens.

Minéralogie.

Les principaux minéraux constitutifs sont plagioclases, pyroxènes, amphiboles, olivine.

Plagioclases. — La proportion des feldspaths plagioclases est assez variable suivant les échantillons mais dépasse en général 50 p. 100. La moyenne des pourcentages de huit lames étudiées à la platine intégratrice électrique s'établit à 60 p. 100. Dans un échantillon il monte à 80 p. 100 et dans un autre descend à 25 p. 100. Comme nous l'avons dit dans le paragraphe « Structure », ils se présentent soit avec leurs formes automorphes, soit en agrégats de cristaux équi-granulaires. Dans le premier cas, ils atteignent souvent $4 \times 1,5$ mm. Les autres plagioclases de la mésostase ont des tailles beaucoup plus réduites ($0,5 \times 0,5$ mm).

Il s'agit d'un *labrador* dont la proportion d'anorthite varie entre 50 et 60 p. 100. Il est très généralement mâclé. La mâcle la plus fréquente est celle du *péricline*, souvent interrompue, se terminant en biseaux. La mâcle de *Carlsbad* apparaît dans les cristaux subautomorphes. Quant à la mâcle de *l'albite*, elle est beaucoup moins fréquente ; associée à celle du *péricline*, elle forme un quadrillage caractéristique. Les cristaux à tendance automorphe sont parfois zonés.

Les phénomènes de cataclase se traduisent par la torsion des mâcles et l'extinction onduleuse. Mais tous les plagioclases sont « frais », ne sont jamais séricitisés ni saussuritisés.

Pyroxènes. — Ils sont présents dans toutes les lames. Leur pourcentage moyen s'établit autour de 20 p. 100. Dans une lame il est de 1 p. 100 et dans d'autres dépasse 30 p. 100. Leur taille est variable, mais ne dépasse pas 2×1 mm.

Leur détermination n'a pu être faite avec précision et nous avons dû nous contenter de distinguer trois grandes catégories : les pyroxènes orthor-

hombiques à extinction droite ; les pyroxènes monocliniques présentant un angle d'extinction inférieur à 38° et ceux dont l'angle d'extinction est supérieur à 38° .

Orthopyroxènes. — Les orthopyroxènes sont présents dans presque toutes les lames examinées, mais ils y sont en général très subordonnés par rapport aux clinopyroxènes et à l'olivine. Il est remarquable de constater qu'il montre une très nette tendance à cristalliser à proximité de l'olivine, soit en petits cristaux de l'auréole kéliphytique de cette dernière, soit en cristaux bien individualisés.

Ils présentent en général un léger pléochroïsme : rose et incolore, plus rarement rose et vert clair. Il s'agit vraisemblablement d'hypersthène. Parfois, ils sont zonés, ce qui, d'après N. HERZ, 1951, correspond à un enrichissement en fer se produisant du cœur (plus magnésien) vers les bordures.

Très fréquemment, ces orthopyroxènes sont constellés d'inclusions dont deux catégories peuvent être distinguées : celles noires opaques qui sont disposées en général en fines aiguilles le long des clivages et celle en petites plages de forme rectangulaire, de couleur rougeâtre en lumière naturelle. Les premières doivent être des exsudations de fer et de titane. Quant aux secondes, nous avons dit précédemment qu'il ne s'agissait pas, d'après N. HERZ, 1951, de brookite comme le pensait WILLIAMS, 1886. La détermination de ces inclusions est très délicate, voire impossible, car leurs propriétés optiques sont masquées par celles du pyroxène. A. LACROIX nommait ces orthopyroxènes schillérisés : bronzite.

Quant à la formation de ces orthopyroxènes, certains sont primaires et ont cristallisé légèrement après l'olivine qu'ils moulent. Mais, dans d'autres lames, on voit cet hypersthène se développer aux dépens des clinopyroxènes. C'est le phénomène d'hypersthénisation décrit par de nombreux auteurs, particulier D. GUIMARAES, 1948, 1953 ; H.H. HESS and POLDERVAART, 1951, et que nous avons fréquemment signalé dans la description des roches basiques de la série d'Andriamena, mais alors que dans ce cas il s'agissait d'un phénomène chimique produit au cours d'un métamorphisme général, ici cette transformation s'est effectuée au cours de la mise en place du gabbro.

Clinopyroxènes. — Nous n'avons différencié parmi les clinopyroxènes que deux variétés : les pigeonites et les augites, uniquement d'après leur angle d'extinction et leur biréfringence. Les premières ayant un angle d'extinction inférieur à 38° et une biréfringence inférieure à celle des augites qui, elles, ont un angle d'extinction supérieur à 38° , de l'ordre de $44-45^\circ$. Cette distinction est arbitraire et ne correspond pas à la véritable définition de pigeonite au sens de H.H. HESS et de POLDERVAART, qui entendent par pigeonite un

clinopyroxène ayant un angle d'axe inférieur à $+ 30^\circ$. Ici nous entendons par pigeonite un clinopyroxène de la série clinoenstatite — pigeonite — diopside. Ce terme a été également employé du fait qu'un tel clinopyroxène provient la plupart du temps du premier stade de la transformation de l'augite en hypersthène. Cette transformation peut se produire sur les bords des cristaux d'augite ou le long des clivages.

Mais le clinopyroxène le plus abondant est l'augite. Elle ne présente jamais de pléochroïsme, mais elle est très fréquemment constellée d'inclusions très fines, ferrières (ou titanifères), qui la rendent souvent complètement opaque. En plus de ces inclusions noires, opaques, on note comme dans les orthopyroxènes des petites plages rougeâtres, translucides. Toutes ces inclusions se disposent parallèlement aux plans h^1 , g^1 ou m . Le clivage h^1 est souvent bien visible quand il est souligné par ces inclusions si bien qu'on a affaire à la variété appelée diallage.

Amphiboles. — Les amphiboles sont présentes en proportion très subordonnée (au maximum 4 p. 100 en volume). Elles peuvent même être complètement absentes. Deux catégories ont été distinguées : amphibole de couleur brunâtre et amphibole vert clair ou incolore.

La première est une hornblende brune, avec des contours cristallographiques présentant les clivages caractéristiques des sections perpendiculaires à $h^1 g^1$. Le pléochroïsme est net (brun foncé suivant ng , brun clair suivant nm et incolore ou jaune brun clair suivant np). Son angle d'extinction maximum est de l'ordre de 13° . Souvent elle renferme des « trainées » noirâtres, opaques, disposées en « nuages ». Cette variété peut se présenter en cristaux atteignant $0,5 \times 0,5$ mm. Il est difficile de dire si elle est « primaire », c'est-à-dire ayant cristallisé en même temps que les autres éléments de la roche ou si elle est de néo-formation, c'est-à-dire développée aux dépens des autres pyroxènes dans une phase plus tardive. Nous penchons pour la seconde hypothèse car nous avons pu voir cette hornblende brune se former dans certains cas aux dépens des pyroxènes. Mais ce n'est certainement pas un « minéral de métamorphisme » comme dans les roches basiques de la série d'Andriamena.

Quant à la hornblende incolore ou vert clair, il s'agit de petits cristaux sans forme très nette ou bien alors d'aiguilles. Les clivages ne sont pas toujours visibles, leurs caractères optiques sont difficilement déterminables mais certains semblent présenter un angle d'extinction de l'ordre de 10 à 15° . La caractéristique essentielle de ces amphiboles est de se présenter en *auréoles* autour, soit des pyroxènes, soit des olivines, au contact de ces minéraux avec les plagioclases (voir photos 1 et 2, planche 22). Il s'agit donc d'amphibole d'ouralitisation. Ces

auréoles ne sont pas constantes, ni très bien développées autour des pyroxènes, ce qui indique une ouralitisation peu poussée. Il ne s'agit pas, à notre avis, d'une transformation d'origine métamorphique mais d'une transformation due aux changements des conditions physiques (en particulier température) lors de la mise en place du massif.

Les auréoles kéliphytiques autour de l'olivine sont beaucoup plus fréquentes. L'amphibole en constitue l'auréole externe, tandis que l'orthopyroxène en constitue l'auréole interne.

Olivine. — L'olivine a été rencontrée dans toutes les sections étudiées. Son pourcentage ne descend jamais au-dessous de 5 p. 100. La moyenne est de 20 p. 100. Cette olivine incolore présente de très nombreuses cassures souvent remplies soit de serpentine, soit d'amphibole. En inclusion, on voit souvent de petites aiguilles ou grains de magnétite. Elle est très fréquemment entourée d'auréoles kéliphytiques : hypersthène pour l'auréole interne et amphibole pour l'auréole externe.

Biotite. — Ce minéral est assez fréquent, mais peut être absent. Il peut atteindre 12 p. 100 en volume, mais la moyenne s'établit autour de 5 p. 100. C'est une biotite fortement pléochroïque, brun rouge, parfois presque noir, à incolore ou jaune clair. Elle forme de grandes plages déchiquetées.

Minéraux accessoires. — A côté des minéraux opaques (magnétite, ilménite), on trouve parfois quelques cristaux d'apatite, des plages de calcite et fréquemment des *spinelles* verts, souvent en association avec l'amphibole de l'auréole kéliphytique de l'olivine ou avec des grains de magnétite. Il faut signaler, en outre, dans les concentrés de batées recueillis dans les rivières drainant le massif de Betafo-Ankaranando, la présence de chalcopryrite.

Composition chimique.

Nous ne possédons qu'une analyse de gabbro à olivine. Il s'agit de l'échantillon K. 2758 provenant du massif d'Ambolosikely, à 3,6 km au nord-est du village Betrandraka. L'analyse a été faite au Laboratoire de géologie et de minéralogie de Clermont-Ferrand par Y. CHALEIL, 1957. Elle donne les résultats suivants :

Valeurs de NIGGLI			
SiO ₂ ...	50,10	K ₂ O ...	0,25
Al ₂ O ₃ ...	20,40	TiO ₂ ...	0,20
Fe ₂ O ₃ ...	1,65	MnO ...	0,05
FeO ...	1,65	H ₂ O ...	0,05
MgO ...	8,20	H ₂ O ...	0,05
CaO ...	9,85		
Na ₂ O ...	3,20	TOTAL ...	99,40
		si = 114,6	alc = 7,4
		al = 24,7	k = 0,037
		fm = 39,9	mg = 0,72
		c = 24,1	

Le calcul des paramètres de A. LACROIX donne :

$$II.5.4.5[1'.3.1'.2]$$

Il s'agirait donc d'une *diorite*. Mais l'échantillon analysé ne peut pas être considéré comme un échantillon moyen. Il révèle au microscope un pourcentage en plagioclase de 82,5 p. 100 alors que la moyenne des autres échantillons étudiés s'établit autour de 60 p. 100. Aussi, nous avons jugé préférable de garder la dénomination de gabbro à olivine pour l'ensemble du massif. Son paramètre $l = 1'$ en fait un type magnésien et son paramètre $k = '3$ le range dans les *norites*. Sa position dans le diagramme KCN est indiquée ci-dessous. Il s'agit bien d'une plagioclasolite.

PÉTROGRAPHIE ET COMPOSITION CHIMIQUE DE LA SYÉNITE

Les « filons » de syénite bordant le massif gabbroïque de Betafo-Ankaranando peuvent atteindre 500 à 800 mètres de puissance et se suivre en direction sur plus de 10 kilomètres. Ils renferment quelques enclaves enallogènes.

Leur texture est en général grenue, à gros grains, mais est souvent orientée en bordure. Les éléments noirs y sont en général peu développés mais certains échantillons sont très riches en magnétite. Le faciès malgachitique est visible en certains endroits, à proximité des migmatites à septa basiques présentant également la coloration verdâtre des feldspaths.

L'étude micrographique de plusieurs échantillons montre soit une structure engrenée (microcline perthitique « en plages dentelliformes engrenées les unes dans les autres »), soit une structure grenue à cloisons (les microclines en gros grains sont séparés par des cloisons plus ou moins développées de microcline et de ferromagnésiens). Il semble que l'on ait affaire à un « bourgeonnement progressif de phénoblastes » et de microcline. A un stade plus avancé on aboutirait à la structure engrenée où on ne note que quelques petits « nids » de ferromagnésiens.

Au point de vue composition minéralogique, il faut citer la très grande abondance de microcline qui constitue plus de 90 p. 100 de la majorité des échantillons. Mais il s'agit toujours d'un microcline à structure perthitique où les fuseaux de plagioclase sont même parfois plus larges que ceux de microcline. Ces fuseaux sont souvent tordus, ce qui traduit l'action de phénomènes cataclastiques.

Les éléments ferromagnésiens sont représentés par de l'augite (parfois pléochroïque), de la pigeonite (semblant provenir de cette dernière) et de l'hyperssthène rare, associé à la pigeonite. Deux amphiboles peuvent être distinguées : une amphibole vert

pâle d'ouraltisation sur les pourtours des pyroxènes et une amphibole vraisemblablement primaire, en cristaux bien formés, avec les clivages caractéristiques des sections perpendiculaires à la zone h^1g^1 et un pléochroïsme brun vert sombre à brun clair.

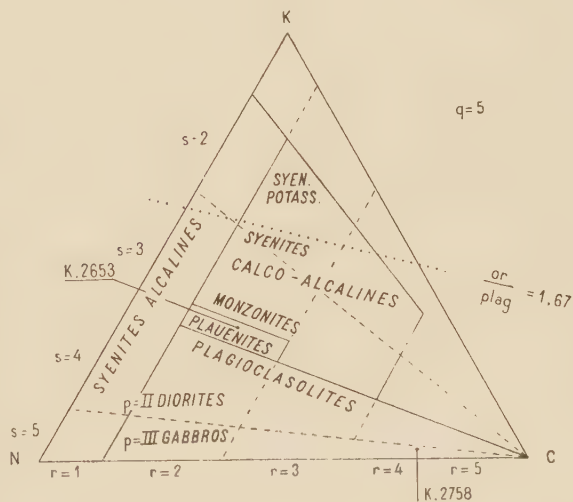
Composition chimique. — L'échantillon K. 2653 récolté sur la crête syénitique de Bemanevika, à 5,6 km à l'ouest-sud-ouest du village de Betafo, a été analysé au Laboratoire de géologie et de minéralogie de Clermont par Y. CHALEIL et J. ORLIAC, 1957. En voici les résultats :

Valeurs de NIGGLI			
SiO ₂ ... 61,05	K ₂ O .. 5,45	si = 227	k = 0,40
Al ₂ O ₃ . 19,20	TiO ₂ .. 0,60	al = 41,94	mg = 0,01
Fe ₂ O ₃ .. 2,05	P ₂ O ₅ .. 0,25	fm = 15,62	ti = 1,78
FeO ... 2,90	MnO .. 0,20	c = 10,26	p = 0,22
MgO ... 0,05	H ₂ O+ 0,20	alk = 32,20	
CaO ... 2,60	H ₂ O - 0,15		
Na ₂ O .. 5,35	TOTAL 100,05		

Les paramètres C.I.P.W. — LACROIX sont les suivants :

$$I'.5.2.3[3'.1.1.5]$$

Le paramètre $q = 5$ le range dans les roches feldspathiques, dans les roches exactement saturées en silice. D'autre part, son paramètre $r = 2$ le classe dans les syénites calco-alcalines. Si on reporte ces résultats sur le diagramme KCN, on s'aperçoit qu'elle tombe dans la petite zone des plauénites qui représentent le type moyen des syénites calco-alcalines et qui sont caractérisées essentiellement par la présence de feldspath alcalin et d'un plagioclase autre que l'albite et également par le fait qu'elles sont quartzifères au calcul : ici le léger excès de silice se traduit par 2,64 p. 100 de quartz parmi les minéraux virtuels.



COULÉES BASALTIQUES DU KAMORO ET FILONS ASSOCIÉS

Ce sont les coulées de basaltes et de sakalavites qui forment les grandes étendues moutonnées du *Tampoketsa* kamoréen situé au centre de la région et qui chevauchent les feuilles au 1/200 000 Maevatanàna et Andriamena. Cette carapace lavique a été entaillée par les cours d'eau, ce qui lui donne un contour dentelliforme. On peut admettre que ces coulées se sont mises en place par des émissions fissurales ; en effet, de nombreux filons basaltiques recoupent, suivant une direction NS à N 20° E les formations cristallophylliennes. Ces filons sont particulièrement abondants sur la bordure orientale du *Tampoketsa* (voir photo 2 de la planche 13 et fig. 1 de la planche 1). L'épaisseur de ces coulées va en augmentant vers l'Ouest ; de 30 à 50 mètres sur la bordure Est, elles atteignent une centaine de mètres sur la bordure Ouest.

Il faut noter sous cette couverture basaltique la présence fréquente d'alluvions anciennes représentées par des galets roulés ; ce sont les témoins d'un cycle d'érosion antérieur à l'épanchement des basaltes. L'âge de ces derniers a été considéré par les anciens auteurs comme *crétacé supérieur*.

Notons enfin que sur la bordure orientale du *Tampoketsa* kamoréen, certains filons basaltiques sont mylonitiques. Nous en avons conclu que l'effondrement de la plaine de la Mahajamba, véritable graben, s'est produit soit postérieurement aux épanchements basaltiques, soit leur était contemporain, si l'on admet que ces derniers ont été guidés par des fractures encore actives lors de leur remplissage.

DISCUSSION SUR LA GENÈSE DES MASSIFS BASIQUES RECOUPANTS

La présence de ces deux massifs gabbroïques ne présentant pas de trace d'orthogneissification au milieu d'un ensemble basique plus ou moins migmatisé, ainsi que la structure si particulière du massif de Betafo (cœur gabbroïque et anneau externe syénitique) posent le problème de leur genèse et de leur mise en place. Deux interprétations peuvent en être données, l'une « migmatitique », l'autre « métamorphique ».

1. On peut concevoir d'abord une *origine magmatique*. Gabbro et syénite seraient des roches ignées, provenant de la cristallisation d'une masse en fusion. La juxtaposition inhabituelle de ces deux roches, si différentes de par leurs compositions chimiques, pourrait s'expliquer comme résultant de la différenciation magmatique de deux phases liquides au sein du liquide initial avant la cristal-

lisation, ou bien comme résultant de la séparation de deux phases solides à partir du liquide initial. La théorie magmatique expliquant peut-être le mieux les caractères particuliers du complexe gabbro-syénitique de Betafo-Ankaranando serait celle qui admet que cette différenciation magmatique s'est opérée par séparation de deux phases liquides au sein du liquide initial, avant la cristallisation, et ce, par le processus de diffusion-connection basé sur le principe de LUDWIG et de SORET, selon lequel « dans une solution également chaude dans toutes ses parties, les éléments dissous sont en équilibre les uns par rapport aux autres ; si l'équilibre est rompu, les substances dissoutes se déplacent vers les endroits froids en quantité proportionnelle à la différence de température ». Les endroits froids sont dans la nature les parois des roches encaissantes. Beaucoup de géologues pensent que de nombreux massifs intrusifs complexes peuvent être expliqués par ce processus mais tous les exemples donnés sont inverses de celui que nous avons observé. Dans notre cas, ce serait les éléments felsiques qui auraient migré vers les bordures du corps intrusif tandis que les éléments ferromagnésiens se seraient concentrés dans la partie centrale et non l'inverse.

A l'appui de l'origine ignée de ces deux massifs gabbroïques, on pourrait apporter les preuves suivantes :

1° Aussi bien gabbros que syénites sont des roches homogènes ;

2° Les auréoles de réaction entre cristaux sont limitées et celles qui ont été signalées peuvent provenir de la grande « force de cristallisation » de l'olivine, par exemple, qui a vraisemblablement cristallisé un peu après les autres minéraux ;

3° Le contact du gabbro d'Ambolosikely et celui de la syénite bordière de Betafo avec les roches encaissantes est franc, non pas diffus. Des phénomènes de contact n'ont pas été observés mais on sait qu'ils sont peu développés, quand roches intrusives et roches encaissantes sont de composition voisine ou quand ces dernières appartiennent à une zone profonde de métamorphisme ;

4° Les « enclaves » de trémolites peuvent être considérées comme des panneaux coincés entre des systèmes de fractures ou bien comme des produits d'altération hydrothermale d'anciens amas ultrabasiques pouvant résulter eux-mêmes d'une différenciation magmatique, en rapport avec des zones de tension ;

5° La région étudiée pourrait être considérée comme une « province magmatique basique ». Il y aurait une consanguinité entre les « vieux » gabbros de la série d'Andriamena mis en place entre 2 600 M.A. et 1 800 M.A., les massifs gabbroïques recoupants d'Ambolosikely et de Betafo (500 M.A.)

et enfin les coulées basaltiques du *Tampoketsa* du Kamoro (crétacées).

2. Mais on peut concevoir d'autre part une *origine métamorphique*. On pourrait considérer ces deux massifs gabbroïques comme les équivalents, pour la série basique d'Andriamena, des granites de la série d'Andriba (série silico-alumineuse à graphite). En effet, comme nous le verrons par la suite, la mise en place des massifs gabbroïques de Betafo et d'Ambolosikely est très vraisemblablement contemporaine de la granitisation éocambrienne ayant donné les immenses massifs migmatito-granitiques du centre de l'Ile et ces granites en lame d'Andriba. On sait que ces derniers sont d'origine métasomatique.

On pourrait de la sorte concevoir une « gabbroification » de la base de la série basique d'Andriamena selon un processus analogue à la granitisation de la série silico-alumineuse à graphite.

En ce qui concerne le massif complexe gabbro-syenitique de Betafo, alors que dans le phénomène de granitisation se produisant à partir d'une série sédimentaire le surplus des éléments ferro magnésiens ne pouvant être absorbé par les réseaux cristallins des minéraux du granite « se mettent en réserve et s'individualisent ultérieurement selon les filons de lamprophyres » (P. LAPADU-HARGUES, 1957), ici, ce serait les éléments felsiques qui seraient « mis à l'écart » sous forme de filons de syénites.

A l'encontre de cette hypothèse métamorphique, il y a bien les nombreux faits énumérés plus haut et, en particulier, leurs gisements : ils recoupent à l'emporte-pièce les formations encaissantes. Mais on peut leur appliquer la définition que donnent J. JUNG et M. ROQUES, 1952, des massifs *intrusifs*. Ce sont des gabbros « à contours nets qui apparaissent comme des « intrus » au sein des séries cristallophylliennes, sans égard à la répartition des zones d'isométamorphisme ». Or comme le font remarquer ces auteurs, les granites intrusifs peuvent être considérés comme les phénomènes ultimes d'un cycle de métamorphisme général. Ils correspondent aux dernières phases d'un cycle orogénique.

Il pourrait donc en être de même des gabbros de Betafo et d'Ambolosikely mis en place durant les dernières phases de l'orogénèse éocambrienne grâce à des conditions structurales particulières. Nous avons dit précédemment que le gabbro d'Ambolosikely s'était mis en place dans la gouttière synclinale faillée de la rivière Betrandraka et celui de Betafo à la jonction des axes synclinaux de la Bemavo et de la Betrandraka et à la terminaison nord de l'anticlinal de l'Andranohorona dont l'axe s'ennoie sous la syénite de bordure.

Evidemment, il ne semble pas exister dans la littérature d'exemple de gabbro à la base d'une série métamorphique. Il n'a pas été décrit de « gabbro fondamental ». Mais cela tient peut-être au fait que les principales séries cristallophylliennes présentant à leur base des granites d'anatexie dérivent essentiellement de séries sédimentaires pélitiques. Or il est assez frappant de remarquer que dans certains vieux complexes antécambriens riches en roches cristallophylliennes basiques, les roches « éruptives » qui s'y sont mises en place sont fréquemment elles-mêmes de nature basique. Il faut signaler en particulier la région de Turku, au nord-ouest de la Finlande, étudiée par A. HIETANEN, 1947. Cet auteur décrit parmi les « roches éruptives du premier cycle » mises en place dans des kinzigites et des amphibolites, des trondhjémites, des diorites, des gabbros, des hornblendites, des charnockites. « Dans les charnockites et les trondhjémites, il y a de nombreuses zones nettement formées par métasomatisme ou métamorphisme. Cependant, la plus grande partie de ces roches présente des caractères communs aux roches ignées ». Plus loin, elle dit « La région étudiée ici offre un terrain adapté à l'étude de la formation des magmas trondhjémitiques et granitiques. La métasomatose, l'anatexie et la palingénèse ont joué un rôle important. Les magmas primaires ont fourni solutions et chaleur pendant le métamorphisme régional. Les solutions envahissant les roches plus anciennes, les migmatisant et les granitisant ».

De par ces quelques extraits de l'étude d'A. HIETANEN on se rend compte que dans un ensemble cristallophyllien riche en roche basiques, il est possible que la formation de roches basiques à caractère éruptif puisse, dans certains cas, avoir suivi des processus relevant du métamorphisme.

En définitive, l'hypothèse d'une origine métamorphique pour les massifs basiques recoupants d'Ambolosikely et de Betafo-Ankaranando nous semble assez plausible car elle s'intègre bien dans les connaissances que nous avons des phénomènes géologiques ayant conduit à la formation du vieux socle malgache.

CHAPITRE X

POSITION DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA ET DES ROCHES BASQUES RECOUPANTES DANS LA STRATIGRAPHIE DE MADAGASCAR

Après avoir montré que la série basique métamorphique d'Andriamena dérivait d'un vaste complexe intrusif basique et ultrabasique, il convient maintenant de préciser sa position dans la stratigraphie et la géochronologie de Madagascar. Par la même occasion, nous traiterons des problèmes relatifs aux rapports des massifs basiques recoupants avec cette série d'Andriamena et à l'âge de leur mise en place.

Pour donner au lecteur une idée des connaissances actuelles sur l'histoire géologique de Madagascar, nous donnerons un résumé des dernières publications de H. BESAIRIE (1956-1957) à ce sujet, ce qui nous permettra d'y replacer les formations qui nous intéressent ici.

La succession est la suivante, de la base au sommet :

- 1° Système paragneissique Androyen ;
- 2° Système paragneissique du graphite ;
- 3° Système paragneissique du Vohibory avec ortho-amphibolites (discordance).
- 4° Série des Cipolins et des schistes (discordance).
- 5° Série des schistes et quartzites.

Les roches les plus anciennes que l'on ait pu dater donnent un âge de 2 600 millions d'années (MA). Cet âge fixe la limite supérieure du métamorphisme et l'orogénèse des trois systèmes de base qui sont d'origine sédimentaire.

Une minéralisation s'est mise en place entre 2 000 et 1 000 MA. Cette minéralisation filonienne et recoupante ne peut être rapportée à aucune roche éruptive connue en affleurement.

À la période voisine de 1 000 MA on assiste à un cycle complet qui affecte une région limitée au centre de Madagascar : dépôts de sédiments calcaires et argileux ayant donné par métamorphisme la série des schistes et quartzites. Cette série aurait été plissée et des granites type Vavavato s'y seraient mis en place ainsi que des pegmatites et des filons cupro-plombifères.

Enfin, une importante granitisation se serait produite dans le cambrien inférieur. Ce cycle de

485 MA se serait effectué « dans un calme tectonique par des pénétrations alcalines ayant entraîné des transformations métasomatiques à l'intérieur des plissements plus anciens. Ce cycle de granitisation et de migmatisation n'est pas en rapport avec une phase tectonique majeure » (H. BESAIRIE, 1957). À ce cycle seraient liées diverses minéralisations (pegmatites à béryl et columbite ; thorianite).

Il ressort de ce rapide tableau d'ensemble que nulle part à Madagascar, n'a été individualisée une série métamorphique basique d'origine éruptive. *Les vieux épanchements et intrusions basiques orthogneissifiés relevés en de nombreuses régions étaient rattachés au système du Vohibory.*

Il convient donc d'abord de préciser ce que nous entendons exactement par « Série d'Andriamena », « Système du graphite », « Système du Vohibory » en ce qui concerne la région de Maevatanàna — Tsaratanàna — Andriamena.

DÉFINITION DES SÉRIES

Dans le chapitre premier de ce mémoire, nous avons dit que les formations silico-alumineuses à niveaux graphiteux de la feuille Andriamena étaient identiques à celles qui, décrites dans d'autres régions de Madagascar, ont servi à définir une série stratigraphique bien individualisée, le système du graphite. Nous y avons rapporté la série à graphite.

Sur la feuille Maevatanàna, G. GUYONNAUD, 1951, distinguait la série d'Andriba à la base et la série de Maevatanàna au sommet. La série d'Andriba était elle-même divisée en trois zones d'après les associations minérales, la répartition et l'importance des lames de granite et des migmatites. La zone inférieure (migmatites abondantes et bancs graphiteux) correspond aux formations rencontrées sur la feuille Andriamena où nous n'avons observé, par contre, ni celles caractérisant la zone moyenne (gneiss à deux micas, sillimanite, grenat associés à des quartzites à grenat sillimanite,

gneiss à pyroxène, à amphibole et minéraux calciques), ni celles de la zone supérieure (gneiss à muscovite dominante, gneiss à pyroxène et épidote). Toute cette série d'Andriba a été rapportée par la suite (H. BESAIRIE, 1952) au système du graphite.

Quant à la *série de Maevatanàna*, elle a été individualisée sur les feuilles Maevatanàna (G. GUYONNAUD, 1951), Ankazobe et Anjozorobe (R. LAUTEL, 1953).

Pour le premier auteur, la série de Maevatanàna était divisée en trois zones, caractérisées par la présence de migmatites intraformationnelles pour la zone inférieure, par l'abondance du faciès amphibolite lié à des intrusions de roches gabbroïques pour la zone moyenne et par des faciès de métamorphisme supérieur pour la zone supérieure. Cette série a un grand développement sur la feuille Maevatanàna où elle forme de grandes bandes orientées sensiblement N. 10° à N. 20° E. Elle surmonte stratigraphiquement le série d'Andriba.

Mais pour R. LAUTEL, 1953, seule la zone supérieure correspond à la série de Maevatanàna proprement dite. Les zones moyennes et inférieures doivent être rattachées au *groupe de Beforona* défini par H. BESAIRIE, 1950. Ce groupe de Beforona, constitué d'amphiboloschistes, d'amphibolites, de migmatites à amphibole, parfois à épidote, est caractérisé également par la présence d'anciens massifs de gabbros et diorites transformés plus ou moins en orthopyroxénites ou en orthoamphibolites.

En définitive, groupe de Maevatanàna et groupe de Beforona, rattachés par la suite au système du Vohibory, constituent l'essentiel des formations cristallophylliennes des feuilles Maevatanàna, Ankazobe et Anjozorobe.

Sur la feuille Andriamena, nous avons précédemment (P. GIRAUD, 1955) rattaché au groupe de Beforona la « série pyroxénoamphibolique » qui constituait l'essentiel des formations cristallophylliennes de la feuille Andriamena. Ce rattachement était motivé par le fait que ce groupe avait été en partie caractérisé par la présence de vieux massifs éruptifs basiques orthogneissifiés.

Mais il nous a paru, en définitive, nécessaire d'individualiser cette série pyroxénoamphibolique en « série basique métamorphique d'Andriamena », de la dissocier tant du groupe de Beforona que du groupe de Maevatanàna.

Les raisons en sont les suivantes :

1° On peut tout aussi bien définir une série métamorphique dérivant d'un vaste ensemble de roches éruptives basiques que dérivant d'une série sédimentaire ;

2° L'aire de répartition géographique des formations qui la constituent est suffisamment vaste pour en faire une entité géologique bien individualisée ;

3° Des roches éruptives ne peuvent servir à caractériser un niveau ou un complexe sédimentaire, à moins qu'il ne s'agisse de coulées volcaniques interstratifiées, ce qui n'est pas le cas des roches qui nous intéressent ;

4° Les roches gabbro-dioritiques sont encaissées aussi bien dans les formations du système du graphite (feuille Andriamena) que dans celles du groupe de Maevatanàna (feuille Maevatanàna) et celles du groupe de Beforona (feuille Anjozorobe).

Il ne faut pas en conclure que les groupes de Maevatanàna et de Beforona ne peuvent pas être individualisés au-dessus de la série à graphite. En effet, sur la feuille Maevatanàna par exemple, les formations silico-alumineuses à graphite sont surmontées par des gneiss et migmatites à diopside, épidote, wernérite, calcite dérivant probablement d'anciens niveaux calcaires plus ou moins dolomitiques. Ce dernier ensemble est lui-même surmonté par des gneiss surmicacés, des séricitoschistes feldspathiques, des quartzites à magnétite, des amphibolites. Ce sont des faciès lithologiques bien différents de ceux constituant le système du graphite et il est tout à fait normal de les en séparer.

Par contre, il semble qu'il y aurait lieu de revoir la définition précise de niveaux que l'on trouve dans les groupes de Beforona et de Maevatanàna et qui ont été caractérisés par la présence de ces roches éruptives basiques métamorphiques. Les nécessités d'individualiser une série métamorphique dérivant d'un ancien complexe éruptif basique ayant été démontrées, il convient, maintenant, d'en étudier les rapports exacts avec les deux systèmes d'origine sédimentaire avec lesquels elle s'interpénètre.

RAPPORTS DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA AVEC LES SYSTÈMES DU GRAPHITE ET DU VOHIBORY

Etant donné que le système du Vohibory correspond à la partie terminale d'un seul et même complexe sédimentaire, les rapports que nous avons pu établir sur la feuille Andriamena avec les formations du système du graphite pourront être étendus également à celles du système du Vohibory.

Rappelons brièvement que *du point de vue structural* les rapports de la série d'Andriamena avec la série du graphite pouvaient se présenter de trois façons :

1° Contact par faille : dans le bassin de la rivière Ampititika, les formations silico-alumineuses à bancs graphiteux orientés N. 20° E viennent buter brutalement contre des formations uniquement pyroxéno-amphiboliques orientées Est-Ouest, le

contact se faisant par une faille de faible puissance d'ailleurs, orientée N. 55° O ;

2° Formations à bancs graphiteux constituant le cœur d'anticlinaux et affleurant ainsi au-dessous des formations pyroxéno-amphiboliques (cas de la rivière Bemavo) ;

3° Lambeaux résiduels de gneiss et migmatites de la série à graphite formant des sortes de lentilles de taille variable, sans position structurale privilégiée, au milieu des formations de la série basique d'Andriamena.

Maintenant, il convient de répondre aux questions suivantes :

Le complexe intrusif basique s'est-il mis en place dans une série sédimentaire, non métamorphique, ou bien dans cette même série déjà métamorphisée ? Est-ce qu'il y a eu un seul métamorphisme ayant donné d'une part les gneiss et migmatites à sillimanite, cordiérite, grenat, graphite et, d'autre part, les orthopyroxénites et orthoamphibolites ? Ou bien est-ce qu'il y a eu deux métamorphismes, l'un antérieur à la mise en place des roches basiques et l'autre postérieur ?

Nos observations de terrain font pencher pour l'hypothèse suivante : *dépôt de sédiments, métamorphisme, mise en place des massifs intrusifs basiques, métamorphisme.*

Certains bed-rocks, en effet, nous montrent des gneiss à sillimanite, cordiérite, grenat, graphite, dont la schistosité est recoupée par filons, lentilles ou amas basiques. On a nettement l'impression que les « intrusions » basiques ayant donné par la suite les pyroxénites, se sont faites dans un ensemble présentant une schistosité métamorphique. On peut évidemment dire que cette schistosité n'a fait qu'épouser la stratification ou la schistosité sédimentaire primitives. Mais ces formations appartiennent à une zone de métamorphisme profond, gneiss inférieurs, voire dans certains cas gneiss ultra-inférieurs, et il est douteux que la schistosité sédimentaire ait subsisté sous les efforts de tension qui y régnaient.

Les mesures d'âge dont nous disposons viendront confirmer cette façon de voir. Notons au passage qu'une migmatisation et une granitisation se sont produites encore bien après ces phénomènes.

RAPPORTS DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA AVEC LES SÉRIES MIGMATITIQUES

Les roches basiques de la série d'Andriamena sont emballées dans un ensemble migmatitique qu'on peut classer en trois catégories (voir chap. I) :

1° Les migmatites présentant le faciès malgachitique qui peuvent être rattachées au groupe des charnockites ;

2° Les migmatites ne présentant pas le faciès malgachitique qui forment des bandes ou des amas plus ou moins lenticulaires de taille variable dans l'ensemble cristallophyllien pyroxéno-amphibolique ;

3° Les migmatites granitoïdes qui forment de puissants massifs homogènes sur la bordure orientale de la feuille Andriamena.

Par rapport aux migmatites à faciès malgachitique, les roches basiques (gabbros, diorites, pyroxénites) y sont présentés sous forme d'enclaves, de masses oblongues, plus ou moins lenticulaires. Elles présentent souvent elles-mêmes le faciès malgachitique. La mise en place du complexe intrusif basique est donc antérieure à la « migmatisation malgachitique ». Mais nous pensons que le métamorphisme ayant affecté la série d'Andriamena et ce métamorphisme malgachitique ne font qu'un. Des considérations géochronologiques viendront confirmer cette hypothèse en faveur de laquelle nous avons déjà donné des arguments dans le chapitre « Zonéographie ».

Les deux autres groupes de migmatites peuvent être rattachés à un seul et même cycle qui, nous le verrons par la suite, est beaucoup plus jeune que la migmatisation à caractère charnockitique. Ces deux ensembles renferment également des enclaves, des septums de roches basiques et de nombreux amas lenticulaires de schistes savonneux. Ces enclaves et septums basiques sont évidemment beaucoup plus nombreux dans les migmatites intraformationnelles que dans les massifs migmatito-granitiques.

En définitive, le métamorphisme du complexe intrusif basique s'est accompagné d'une migmatisation à caractère charnockitique puis tout ce complexe cristallophyllien en résultant a été repris localement par une migmatisation et une granitisation beaucoup plus récentes. Nous allons essayer maintenant de dater ces divers phénomènes.

POSITION DE LA SÉRIE D'ANDRIAMENA DANS LA GÉOCHRONOLOGIE MALGACHE

Il convient, avant d'aborder ce problème, de dresser un tableau des diverses mesures d'âge effectuées sur des minéraux recueillis dans la région de Maevatanàna, Tsaratanàna, Andriamena. Nous y ajouterons certaines mesures d'âge faites sur des minéraux provenant d'autres régions de l'île, car datant certains phénomènes, elles permettront de dater les phénomènes analogues intéressant notre région. Ces différentes mesures sont reportées sur une carte schématique indiquant l'emplacement des

localités d'où proviennent les minéraux mesurés (planche 9).

(1) *Monazite alluviale d'Antsirabe* : $2\,420 \pm 100$ MA. Méthode du plomb complète (TEDDINGTON, laboratoire Nier). Cette monazite recueillie dans les alluvions du système du graphite permet de donner, d'après H. BESAIRIE, comme limite supérieure à ce système un âge de 2 420 (vraisemblablement 2 600 MA du fait des pertes de plomb).

(2, 3, 4) *Galènes d'Ambatomitsangana, Ankisatra, Besakay* (minéralisation plombifère du district de Tsaratanàna, feuille Andriamena) datées respectivement de $1\,890 \pm 50$ MA, $1\,850 \pm 50$ MA, $1\,750 \pm 70$ MA par la méthode du plomb commun (HOUTERMANS).

(5) *Zircon de Maevatanàna*. — 670 MA. Méthode Pb/alpha (M. ROQUES). Diorite quartzique de Maevatanàna.

(6) *Zircon de Tsaratanàna*. — 560 MA. Méthode Pb/alpha (M. ROQUES). Syénite néphélinique.

(7) *Zircon d'Andriba*. — 550 MA. Méthode Pb/alpha (M. ROQUES). Lamé de granite dans système du graphite.

(8) *Zircon de Berere*. — 540 MA. Méthode Pb/alpha (M. ROQUES). Migmatite granitoïde.

(9) *Uraninite de Bemasoandro*. — 480 ± 15 MA. Méthode du plomb complète (BILLINGHAM, laboratoire Nier). Pegmatite.

On sait que divers auteurs, H. FAUL et G.R. TILTON (1957) et M. ROUBAULT et R. COPPENS (1958), ont émis récemment des réserves quant à la méthode de détermination d'âge des roches cristallines par mesure du rayonnement alpha des zircons et dosage de leur teneur en plomb. Nous pensons néanmoins pouvoir donner crédit à la série des mesures 6, 7 et 8. Ces mesures ont été effectuées sur des zircons parfaitement purs, ne renfermant aucune inclusion. Elles sont confirmées d'une part par des résultats à peu près identiques obtenus par d'autres méthodes, en particulier celle du plomb complète et, d'autre part, par des critères géologiques. Enfin, se rapportant à un même phénomène, elles présentent une concentration très satisfaisante.

En ce qui concerne la région de Maevatanàna, Tsaratanàna, Andriamena, il s'agira donc de situer par rapport à ces trois séries d'âges (2 600 MA, 1 830 MA et 550 MA) la mise en place du complexe intrusif basique d'Andriamena et la limite du métamorphisme général qui l'a affecté.

Mais rappelons d'abord brièvement nos conclusions quant à la position stratigraphique de la série d'Andriamena. Le complexe gabbro-dioritique s'est mis en place dans les systèmes du graphite et du Vohibory déjà métamorphiques. Il a été soumis après sa mise en place à un métamorphisme général d'intensité décroissante d'Est en Ouest accompagné

localement d'une migmatisation « malgachitique » ou « charnockitique ». Tout cet ensemble a été plus ou moins affecté par une migmatisation et une granitisation beaucoup plus récentes.

Or, avec H. BESAIRIE, 1957, on peut attribuer comme limite supérieure au métamorphisme des sédiments des systèmes du graphite et du Vohibory l'âge de 2 600 MA (monazite d'Antsirabe). La mise en place du complexe intrusif basique serait donc postérieure à cet âge de 2 600 MA.

Quant au métamorphisme ayant affecté ce complexe basique et l'ayant transformé en série métamorphique, peut-on lui fixer une limite supérieure ? Nous avons donné précédemment trois mesures d'âge absolu de galène dont la moyenne donne 1 830 MA. Ces galènes ont été récoltées dans les filons de quartz de Besakay, Ambatomitsangana et Ankisatra situés dans le quart nord-est de la feuille Andriamena. Ces filons recoupent les formations basiques plus ou moins migmatitiques de la série d'Andriamena. Ils peuvent donc être contemporains de l'orogénèse consécutive au métamorphisme du complexe intrusif basique ou lui être postérieurs. Nous dirons donc que la limite supérieure du métamorphisme majeur ayant affecté les roches éruptives basiques et ultrabasiques en donnant la série métamorphique d'Andriamena peut être datée de 1 830 MA.

Quant à la migmatisation et la granitisation récentes, une série de mesures concordantes effectuées sur des zircons permettent de leur fixer un âge assez précis et de les raccorder à d'autres phénomènes identiques signalés ailleurs à Madagascar. Il s'agit de zircons provenant de : syénite néphélinique de Tsaratanàna (560 MA), granite en lamé d'Andriba (550 MA), migmatite de Berere (540 MA). On peut rapporter à ce cycle de granitisation éocambrien le gros massif de la bordure est de la feuille Andriamena, les migmatites intraformationnelles rencontrées dans les séries du graphite, du Vohibory et d'Andriamena et qui ne présentent pas le faciès malgachitique ainsi que les filons de granites ou de syénites concordants ou recoupants dans la série d'Andriamena.

Du point de vue minéralisation ces mesures d'âge permettent de montrer que la minéralisation plombifère de la région de Besakay est totalement différente de la métallogénie des pegmatites de Berere (30 kilomètres ouest-nord-ouest de Tsaratanàna). En effet, nous avons précédemment montré (P. GIRAUD, M. BERTUCAT, R. GIRAUDON, 1957) que les pegmatites zonées de Berere pouvaient être considérées comme des phénomènes tardifs d'une granitisation à caractère régional. L'analogie de ce champ de Berere avec celui d'Ampandramaika, au sud de Tananarive, conduisait à lui attribuer un âge identique, soit 485 MA (uraninite de Bemasoandro, mesure n° 9). Or la mesure d'âge de zircon pro-

venant des migmatites supposées être à l'origine des pegmatites de Berere a donné 540 MA, ce qui vient confirmer cette hypothèse.

POSITION DES MASSIFS GABBROIQUES RECOURANTS DE BETAFO ET D'AMBOLOSİKELY

On sait que les deux massifs gabbroïques de Betafo-Ankaranando et d'Ambolosikely recoupent à l'emporte-pièce les formations de la série basique métamorphique d'Andriamena et que le premier, celui de Betafo, est caractérisé par son enveloppe discontinue de filons de syénites en anneau.

L'absence de toute trace d'orthogneissification à l'inverse des « vieux » massifs gabbroïques de la série d'Andriamena lui fait attribuer un âge beau-

coup plus récent que 1 830 MA (limite supérieure du métamorphisme des roches basiques anciennes). On ne relève que des zones un peu cataclastiques en relation avec des systèmes de fractures récentes.

Bien que nous ne possédions aucune mesure d'âge de ces gabbros ni des filons de syénites qui entourent celui de Betafo-Ankaranando, on peut considérer qu'ils se sont mis en place sensiblement à la même époque que le filon de syénite néphélinique de Tsaratanàna daté de 540 MA. Il est donc ainsi normal de considérer la formation du complexe gabbro-syénitique de Betafo-Ankaranando et du gabbro d'Ambolosikely comme des phénomènes un peu particuliers du grand cycle de granitisation éocambrien qui a affecté les vieilles séries para et ortho-métamorphiques du vieux socle précambrien malgache.

Un tableau schématique va permettre de résumer ces considérations stratigraphiques et géochronologiques (voir tableau).

POSITION DES ROCHES BASIQUES DE LA RÉGION D'ANDRIAMENA DANS LA STRATIGRAPHIE ET LA GÉOCHRONOLOGIE MALGACHES

<i>Millions d'années</i>	Sédimentation silico-alumineuse Sédimentation marno-calcaire	
		METAMORPHISME { Système du Graphite Système du Vohibory
— 2600 Monazite d'Antsirabe	— — — — —	OROGENESE
	Mise en place du complexe intrusif basique	
— 1890 Galène d'Ambatomitsangana		METAMORPHISME — Série d'Andriamena
— 1850 Galène d'Ankisatra		
— 1750 Galène de Besakay	— — — — —	OROGENESE
— 670 Zircon de Maevatanàna	Plutonisme local ?	
— 550 Zircon de { Tsaratanàna Andriba Berere		GRANITISATION { Migmatites diverses Granites Andriba, Vohambohitra Gabbros, Syénites
— Crétacé	Coulées basaltiques	

CONCLUSIONS

Le caractère original de la région d'Andriamena par rapport au reste de Madagascar est de renfermer une très grande variété de roches basiques de nature éruptive ou métamorphique ainsi qu'une importante minéralisation chromifère.

La *série basique métamorphique d'Andriamena* forme une entité géologique remarquable de par son origine, ses caractères structuraux, pétrographiques et chimiques, et il a été nécessaire de l'individualiser et de la dissocier des différents groupes stratigraphiques auxquels on rattachait jusqu'à maintenant ses différents termes constitutifs.

En effet, la série d'Andriamena dérive d'un vaste complexe éruptif basique qui s'est mis en place, entre 2 600 MA et 1 800 MA, dans un ensemble de formations paramétamorphiques appartenant aux systèmes du graphite et du Vohibory. Après leur mise en place les filons, les sills, les massifs de diorites, de gabbros, de norites ou de pyroxénolites ont été englobés dans un cycle de métamorphisme général dont la limite supérieure peut être fixée à 1 830 MA.

Ces différentes masses basiques ont été alors étirées, fracturées, tronçonnées, morcelées en une multitude de fragments de taille variable emballées dans un ensemble plus leucocrate représentant en partie l'ancien matériel encaissant et en partie un matériel d'apport. Au microscope on observe la fracturation, la torsion, la granulation des cristaux, l'extinction roulante, les macles estompées, fusi-formes des plagioclases. Les anciennes structures ophitiques ou grenues à gros grains ne sont plus que résiduelles dans des fonds granoblastiques, granonématoblastiques ou diablastiques.

A côté de ces phénomènes dus au métamorphisme de tension, les transformations chimiques les plus importantes ont été l'hypersthénitisation, l'ouraltitisation, l'exsudation de fer et la recristallisation de plagioclases plus acides ou plus basiques. Les vieilles roches éruptives basiques ont été ainsi transformées en pyroxénites, amphibolites, plagioclases à pyroxène ou à amphibole. Ces différentes roches ont pris naissance sous les conditions physico-chimiques, soit du faciès granulite, soit du faciès amphibolite, soit du faciès amphibolite à épidote suivant la terminologie de P. ESKOLA, 1939. L'association de ces roches avec des séquences paramétamorphiques silico-alumineuses a permis de préciser leur appartenance à certaines zones d'iso-

métamorphisme de J. JUNG et M. ROQUES, 1952. Les roches du faciès granulite se sont formées à des profondeurs variant de la zone des gneiss ultra-inférieurs à la base de celle des gneiss inférieurs. Le faciès amphibolite correspond ensuite au sommet des gneiss inférieurs, tandis que le faciès amphibolite à épidote peut être parallélisé à la zone des gneiss supérieurs. Ainsi le faciès granulite apparaît plus tôt dans les roches basiques que dans les roches pélitiques.

Mais des phénomènes métasomatiques ont accompagné localement ce métamorphisme topochimique. Le plus évident est celui responsable de la formation des schistes savonneux : trémolites, actinotites, chloritoschistes, talcschistes. Ces roches dérivent soit de pyroxénolites, soit d'amphibolites par une altération hydrothermale produite préférentiellement dans des zones de faiblesse, de tension, de cisaillement contemporaines du métamorphisme général. Les ions hydroxyles, chassés des réseaux cristallins des roches avoisinantes enfouies à grande profondeur et soumises à des températures et des pressions élevées se sont accumulées dans ces « zones perméables ». Ceci montre que dans un métamorphisme général des conditions locales peuvent faire apparaître à grande profondeur des faciès qui se développent généralement de préférence dans les zones superficielles.

En outre, la formation des gneiss, migmatites et granites charnockitiques est due à une métasomatose silicieuse (apportant le quartz du gneiss), ou silico-potassique (apportant le quartz et le microcline des migmatites et des granites), ou enfin uniquement potassique donnant les migmatites lamboanitiques.

La *minéralisation chromifère de la série d'Andriamena* a été mise en évidence par prospection directe, au marteau, et indirecte, par batées en alluvions. Les indices et gîtes découverts se répartissent essentiellement sur une surface elliptique de 50 kilomètres de grand axe (Sud-Est — Nord-Ouest) et 30 kilomètres de petit axe avec Andriamena pour centre. Les réserves probables en chromite ont été estimées à 500 000 tonnes (P. GIRAUD, 1957).

Cette minéralisation chromifère est associée étroitement aux schistes savonneux. La chromite, en petits grains à éclat brillant, forme des amas d'allure stratifiée ou à contours sinueux dans des chloritoschistes ou des talcschistes. L'ensemble

minéralisé à la forme de lentilles pouvant atteindre 100 mètres de longueur sur 10 mètres de puissance, interstratifiées dans les formations de la série d'Andriamena.

Au microscope la chromite est translucide brun-rouge, parfois plus sombre en bordure qu'au centre. Elle est noyée dans de la leuchtenbergite ou dans du talc.

Les analyses chimiques du minerai révèlent des teneurs en Cr_2O_3 variant de 48 p. 100 à 56 p. 100. Les valeurs du rapport Cr/Fe sont également très variables : entre 1,5 et 3, la plus habituelle se situant aux alentours de 2,5 ; c'est d'autre part une chromite pauvre en Fe_2O_3 et très riche en MgO.

Quant à l'origine de ces concentrations chromifères on peut la concevoir de la sorte : primitivement le chrome était disséminé dans les gabbros, les norites ou les pyroxénolites. Là où ces roches ont été enfouies à grande profondeur et soumises à un métamorphisme de haute intensité le chrome en aurait été chassé et il serait venu se concentrer le long des zones de tension, de cisaillement, dans les joints qui ont débité ces vieux massifs basiques, indépendamment des venues hydrothermales qui se seraient simplement superposées dans ces zones perméables pour donner les schistes savonneux.

Les massifs basiques recoupants sont, au sud de Tsaratanàna, les deux massifs de Betafo-Ankaranando et d'Ambolosikely. Ils sont intrusifs, c'est-à-dire qu'ils recoupent à l'emporte-pièce les formations encaissantes de la série d'Andriamena.

alors que celui d'Ambolosikely est homogène et constitué uniquement par un gabbro à olivine, celui de Betafo-Ankaranando est complexe et présente une structure en ring-dyke : cœur massif de gabbro à olivine ceinturé par des filons de syénites disposés en anneau. L'étude pétrographique de ces gabbros révèle essentiellement l'absence de toute trace d'orthogneissification. Il s'agit ainsi de massifs totalement différents des vieux massifs basiques résiduels. Ils se sont donc mis en place après 1 830 MA et très vraisemblablement au début des temps primaires, vers 500 MA.

Quant à leur origine, nous avons émis l'hypothèse qu'ils pourraient être les produits d'une « gabbroïfication » de la série basique d'Andriamena, au même titre que les granites d'Andriba sont les produits de la « granitisation » de certaines assises silico-alumineuses de la série du graphite, et ce à la faveur de conditions structurales particulières. L'association inhabituelle gabbro-syénite s'expliquerait de la façon suivante : alors qu'au cours de la granitisation on assiste souvent à des concentrations ferro-magnésiennes, ici au contraire les éléments « felsiques » seraient en surplus et viendraient se matérialiser sous forme de filons de syénite.

Enfin, *les coulées basaltiques* du Kamoro alimentées par des émissions fissurales recouvrirent le plateau cristallin à la fin du crétacé. Elles clôturèrent le cycle des grands phénomènes géologiques dont la région d'Andriamena a été le siège au cours des âges en accentuant encore le caractère de basicité qui donne à cette fraction du socle malgache sa si grande originalité.

BIBLIOGRAPHIE

- AICARD P. 1953. — *Le Précambrien du Togo et du Nord-Ouest du Dahomey*. Thèse Nancy, 1953.
- BARROW G. 1912. — *On the geology of lower Dee — side and the southern Highland borders*. « Geol. Ass. Proc. » vol. 23.
- BOULANGER J. 1954. — *Contribution à la géologie du socle malgache. Etude géologique des formations cristallines de la région du Vohibory*. Thèse Nancy 1954.
- BOULANGER J. 1956. — *Le Manganèse à Madagascar*. « Doc. Bur. Géol. Mad. », n° 126.
- BARON R. 1889. — *Note on the geology of Madagascar*. « Quat. Journ. Geol. Soc. London. » vol. 45.
- BARTH T.W.F. 1951. — *Theoretical petrology*. « John Willy and Sons ». New-York.
- BATEMAN J.D. 1945. — *Composition of the Bird River chromite*. « Am. Mineralogist. » vol. 30.
- BESAIRIE H. 1928. — *Gisements aurifères de la région de Tsaratanàna*. « Arch. S. G. » A. 38.
- BESAIRIE H. 1948. — *Documentation sur l'or à Madagascar*. « Arch. S. G. » A. 268.
- BESAIRIE H. 1949. — *Etude géologique des feuilles Maevatanàna et Andriamena*. « Doc. Bur. Géol. » n° 5.
- BESAIRIE H. 1952. — *Sur la constitution du socle cristallin de Madagascar*. « C. R. Ac. Sc. », t. 235, p. 457.
- BESAIRIE H. 1956. — *Carte à l'échelle du 1/500 000 de Madagascar*. Service Géologique, Tananarive.
- BESAIRIE H. et COLLIGNON M. 1956. — *Madagascar*. « Lexique stratigraphique international », vol. IV, fasc. 11, p. 41.
- BESAIRIE H. 1957. — *Note pour servir aux corrélations du vieux socle malgache*. « C.C.T.A. Conférence de Tananarive. » Service Géologique de Madagascar.
- BESAIRIE H. 1957. — *La géologie de Madagascar en 1957*. Service Géologique, Tananarive.
- BRENON P. 1954. — *Les charnockites de Madagascar*. « Proceedings of the Pan Indian Ocean Science Congress. » Perth.
- BUDDINGTON A.F. 1939. — *Adirondack igneous rocks and their metamorphism*. « Geol. Soc. Am. Mem. » 7.
- BUDDINGTON A.F. 1952. — *Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks*. « Am. J. Sci. Bow. » vol. Ptl.
- COLCANAP J. 1910. — *Notice géologique sur le cercle de Maevatanàna*. Bull. Econ. Madagascar. » Tananarive.
- ENGEL A.E.J. and ENGEL C.G. 1951. — *Origin and evolution of hornblende-andesine amphibolites and kindred facies (Abstract)*. « Geol. Soc. Am. Bull. » vol. 62.
- ESKOLA P. 1921. — *The mineral facies of Rocks*. « Norsk geol. » Tidsskr. 6.
- ESKOLA P. 1939. — *Die metamorphen Gesteine*. « Barth, Correns, Eskola, die Entstehung der Gesteine. Berlin, Julius Springer. »
- ESKOLA P. 1952. — *On the granulites of Lapland*. Am. « Journ. of. Sc. », Bowen volume p. 133.
- ESKOLA P. 1957. — *On the mineral facies of charnockites*. « J. Madras Univ. B. 27. » N° 1. Centenary Number.
- FAUL H. et TILTON G.R. — *XI^e Assemb. Gen. Univer. Geoph. « Vulcanologie. » Toronto Sept.*
- FERSMAN A.E. 1931. — *Les pegmatites*. Académie des Sciences de l'U.R.S.S., traduction R. du TRIEU et J. THOREAU, Bruxelles 1951.
- FREY R. 1937. — *La classification moderne des roches éruptives*. Imprimerie officielle, Rabat.
- GANGLOFF A. 1952. — *Observations sur la structure de certaines pegmatites de Madagascar*. S.G.M., Doc. 67, Tananarive.
- GIRAUD P. 1955. — *Etude géologique de la feuille Andriamena*. Trav. Bur. Géol. 68, Tananarive.
- GIRAUD P. 1956. — *Prospection des pegmatites et des gisements de chromite de la région d'Andriamena-Manakana*. Trav. Bur. Géol. 74, Tananarive.
- GIRAUD P. 1957. — *Les gisements de chromite de Madagascar*. « Mém. Inst. Sc. de Madagascar », série D, t. VIII.
- GIRAUD P. et BERTUCAT M., GIRAUDON R. 1957. — *Etude géologique et prospection de la feuille Betrandraka (P. 42) 1/100 000 et du champ pegmatitique de Berere*. Trav. Bur. Géol. 82, Tananarive.
- GOLDSCHMIDT 1937. — *Geochemische Verteilungs-gesetze. IX die Mengen-Verhältnisse der Elemente und der atom-arten-Norske videnskaps Akad. Oslo, I Mat. natur. Klasse n° 4.*
- GUIGUES J. 1953. — *Etude des pegmatites de la région d'Androfia*. « Arch. S.G. » A. 656.
- GUIGUES J. 1953. — *Etude du gisement de chromite d'Androfia*. « Arch. S. G. » A. 651.
- GUIGUES J. 1953. — *Le minerai de chrome de la région d'Andriamena. District de Tsaratanàna*. « Arch. S. G. » A. 788.
- GUIGUES J. 1954, 1955. — *Etude des gisements de pegmatite de Madagascar*. « Doc. Bur. Géol. » n°s 58 et 67.
- GUIMARAES D. 1948. — *La genèse des orthopyroxènes*. « Soc. Géol. France. Bull. 5^e série vol. 18.
- GUIMARAES D. 1953. — *Again on the genesis of the orthopyroxenes*. Instituto de tecnologica industrial. Belo Horizonte Bolotim n° 14.

- GUYONNAUD G. 1951. — *Etude géologique de la feuille Maevatanàna*. Bureau Géologique, Tananarive.
- GUYONNAUD G. 1951. — *Etude géologique des feuilles Mahazoma, Tsaramandroso, Andriamena*. « Arch. S. G. » A. 454.
- HERZ N. 1951. — *Petrology of the Baltimore gabbro*. « Maryland. Geol. Soc. Am. Bull. » vol. 62.
- HESS H.H. 1933. — *Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusive at Shuyler, Virginia*. « Am. journal. Sci. » 5th ser. vol. 26.
- HESS H.H. and PHILLIPS A.H. 1940. — *Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxènes*. « Am. Miner. », vol. 25.
- HESS H.H. 1941. — *Pyroxenes of common mafic magmas*. « Am. Min. », vol. 26.
- HESS H.H. 1949. — *Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes*. Pt. 1. *ibid.* vol. 34.
- HESS H.H. 1952. — *Orthopyroxenes of the Buschveld type, ion substitutions and changes in unit. celle dimensions*. « Am. Journ. Sci. Bowen. » vol. Pt. 1.
- HIETANEN A. 1947. — *Géologie de l'Archéen du district de Turku au nord-ouest de la Finlande*. « Bull. Géol. Soc. America. » vol. 58 (Traduction Bureau Géologique, Tananarive 1952).
- HOLLAND T.H. 1893. — *The petrology of Job Charnock's tombstone*. « Journ. As. Soc. Bengal », vol. 62. Part. 2.
- JOHANSEN A. 1939. — *A descriptive petrography of the igneous rocks*. « The University of Chicago Press ».
- JUNG J. et ROQUES M. 1936. — *Les zones d'isométabolisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central Français*. « Revue des Sc. Nat. d'Auvergne ». T.I., fasc. 4.
- JUNG J. et ROQUES M. 1938. — *Les schistes cristallins du Massif Central Français*. « Bull. Serv. Carte Géol. Fr. », t. 39, 1938, n° 197.
- JUNG J. et ROQUES M. 1952. — *Introduction à l'étude zono-graphique des formations cristallophylliennes*. « Bull. Serv. Carte Géol. Fr. » T.L., n° 235.
- KOENIG R.L. 1949. — *Rapport de mission sur les feuilles Maevatanàna et Andriamena*. « Arch. S. G. » A. 327.
- LACROIX A. 1922, 1923. — *Minéralogie de Madagascar*. Challamel éditeur, Paris.
- LANDERGREN S. 1948. — *On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks*. « Sveirg geol Undersokn, Sr. C., Avhandl. och Uppart », n° 496, n° 5.
- LAPADU-HARGUES P. 1949. — *Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme*. « Bull. Soc. Géol. France », 5^e série, t. 19, fasc. 1, 2, 3.
- LAPADU-HARGUES P. 1953. — *Sur la composition moyenne des amphibolites*. « B.S.G.F. » (6), III.
- LAPADU-HARGUES P. 1957. — *Sur le comportement géochimique du titane dans certaines séries cristallophylliennes*. « Tr. Lab. Géol. Min., Clermont. Doc. », n° 16.
- LAPADU-HARGUES P. 1957. — *Essai sur une classification génétique des massifs granitiques*. « Tr. Lab. Géol. Min. » Clermont, Doc. n° 20.
- LAPADU-HARGUES P. 1958. — *Observation à propos des amphibolites*. « C.R.S. Soc. Géol. Fr. », mars n° 5, p. 132.
- LA ROCHE (de) H. 1957. — *Les Soapstones de Madagascar Remarques sur la genèse des Soapstones par métasomatose hydrothermale*. « Confér. Tananarive C.C.T.A. » Service Géologique de Tananarive.
- LA ROCHE (de) H. 1958. — *Contribution à l'étude géologique du socle cristallin de Madagascar*. (Système Androyen — Groupe de Daraina). Thèse Nancy 1958.
- LAUTEL R. 1948. — *Notices d'itinéraires et tableau récapitulatif sur les cartes de Maevatanàna et Andriamena*. Arch. S.G. » A. 279.
- LAUTEL R. 1952. — *Etude géologique des feuilles Ankazobe et Anjzorobe au 1/200 000*. « S.G.M.T. » 29, Tananarive.
- LAUTEL R. 1953. — *Etude géologique du socle cristallin de Madagascar à la latitude de Tamatave*. Thèse Faculté des Sciences Clermont-Ferrand.
- LAUTEL R. 1958. — *Cartes géologiques Maevatanàna-Ankazobe au 1/200 000*. Edit. 1958.
- LENOBLE A. 1935. — *Les formations aurifères de la région de Tsaratanàna-Andriamena*. « Cong. Inte. Mines. Métallogénie et Géologie appliquée », t. I. VII^e session.
- MAIGRE P. 1955. — *Le gisement de rutile de Kamolandy*. « Rapp. ann. Sce Géol. » Madagascar, Tananarive.
- ORLIAC J. 1957. — *Etude de la pigmentation des Malgachites*. Diplôme Et. Sup. Clermont.
- ORLOFF O. 1949. — *Rapport sur la Campagne géologique dans la région de Tsaratanàna-Manakana*. Bureau Minier de la F.O.M. Inédit.
- PETERLONGO J.P. 1955. — *Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais*. « Bull. Soc. Géol. France », 6^e série, t. V.
- PHILLIPS A.H. 1940. — (HESS H.H. et) — *Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes*. « Am. Miner. », vol. 25.
- PITCHAMUTHU C.S. 1953. — *The chernockite problem*. Mysore Geol. Ass. Bougalore, India.
- POLDERVAART A. 1944. — *The petrology of the Elephant's Head dyke and The New Almalfi Sheet (Mutatiele)* — Royal Soc. South Africa. Trans., vol. 30.
- POLDERVAART A. and von BACKSTROM J.W. 1949. — *A Study of an area at Kakamas (Cape Province)*. « Geol. Soc. S. Africa. », t. 2, vol. 52.
- POLDERVAART A. and HESS H.H. 1951. — *Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma*. « Journ. Géol. », vol. 59.
- POLDERVAART A. 1953. — *Metamorphisme of basaltic rocks, a review*. « Bull. Geol. Soc. of Am. », mars, vol. 64.
- PROU M. 1956. — *Les indices de manganèse de Mahamavo*. « Rapp. ann. Sce Géol. » Madagascar, Tananarive.
- ROQUES M. 1941. — *Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central Français*. « Mém. Carte Géol. Fr. », Paris.
- ROUBAULT M. et COPPENS R. 1958. — *Etude de la répartition de la radioactivité et du plomb dans un cristal de zircon*. « C.R.H.A.S. », t. 246, n° 1, p. 137.
- SEDERHOLM J.-J. 1923, 1926, 1934. — *On migmatites and associated pre-cambrian rocks of South-West Finland*. « Comm. Geol. Finlande, Bull. » n° 58, 77, 107.

- SORENSEN H. 1953. — *The ultrabasic rocks at Tovqus, Sacq, West Greenland. A. Contribution to the peridotite problem.* Meddelelser our Greenland. Bd. 136 Nr. 4.
- SORET Ch. 1879. — *Sur l'état d'équilibre que prend, au point de vue de sa concentration, une dissolution saline primitivement homogène dont les deux parties sont portées à des températures différentes.* « Arch. Sc. Phy. et Nat. » Genève, t. II, 7, p. 48.
- STOLL W.C. 1958. — *Geology and petrology of the mainloc chromite deposit, Zambale, Luzon, Philippine islands.* « Bull. Geol. Soc. Amer », vol. 69, n° 4.
- STORM T.W. and HOLLAND H.D. 1957. — *The distribution of Nickel in the Lambertville diabase.* « Geochimica et Cosmo chimies Acta. » vol. 11. Pergman Press Limited London.
- SUTTON and WATSON 1951. — *Varying trends in the metamorphism of dolerite.* « Geol. Mag. », vol. 88.
- TERMIER H. et TERMIER G. 1956. — *L'évolution de la lithosphère. Pétrogenèse.* « Masson et Cie », éditeur, Paris.
- THAYER T.P. 1946. — *Preliminary chemical correlation of chromite with the containing rocks.* « Econ. Geology », vol. 41.
- TURNER F.J. 1948. — *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks.* « Bull. Geol. Soc. Amer. » 30. Trad. Bureau Géol. Madagascar.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. 1951. — *Igneous and metamorphic petrology* Mc. « Grow. Hill. » New-York.
- VAN LEEMPOEL F. 1956. — *Les gîtes d'Amiante de la région de Maevatanàna.* « Rapp. ann. Soc. Géol. » Madagascar, Tananarive.
- YODER H.S. 1952. — *The $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ system and the related metamorphic facies.* « Hol. Sci. » Bowen volume.
- YODER H.S. 1955. — *Role of water in metamorphism. The crust of the earth.* « Geol. Soc. Amer. » Special Paper 62.
- WEGMAN 1935. — *Zur Deutung der Migmatite.* « Geol. Rundsch », vol. 26.
- WIDT (de) J. 1957. — *Quelques aspects de la géochimie du chrome.* « XVI^e Congrès International de Chimie », Paris 1957.
- WILLIAMS G.H. 1886. — *The gabbros and associated hornblende rocks, occuring in the neighborhood of Baltimore.* « Md. U.S. Geol. » Survey. Bull. 28.
- WILSON A.F. 1953. — *Les roches charnockitiques en Australie.* « Confer. Man. Indian Ocean Science association. »
- WINCHELL A.N. 1951. — *Elements of optical mineralogy.* « John Wiley and Sons. »

PLANCHES

PLANCHE 1

Bed-rock rive gauche de la Bemavo à hauteur du village Ankisatra.

1. Gneiss plus ou moins migmatitiques à graphite, sillimanite, grenat.
2. Enclaves basiques : pyroxénites à amphibole ou biotite.
3. Faisceau de filons basaltiques crétacés recoupant l'ensemble.
4. Bande mylonitique.
5. Terrasse alluviale.

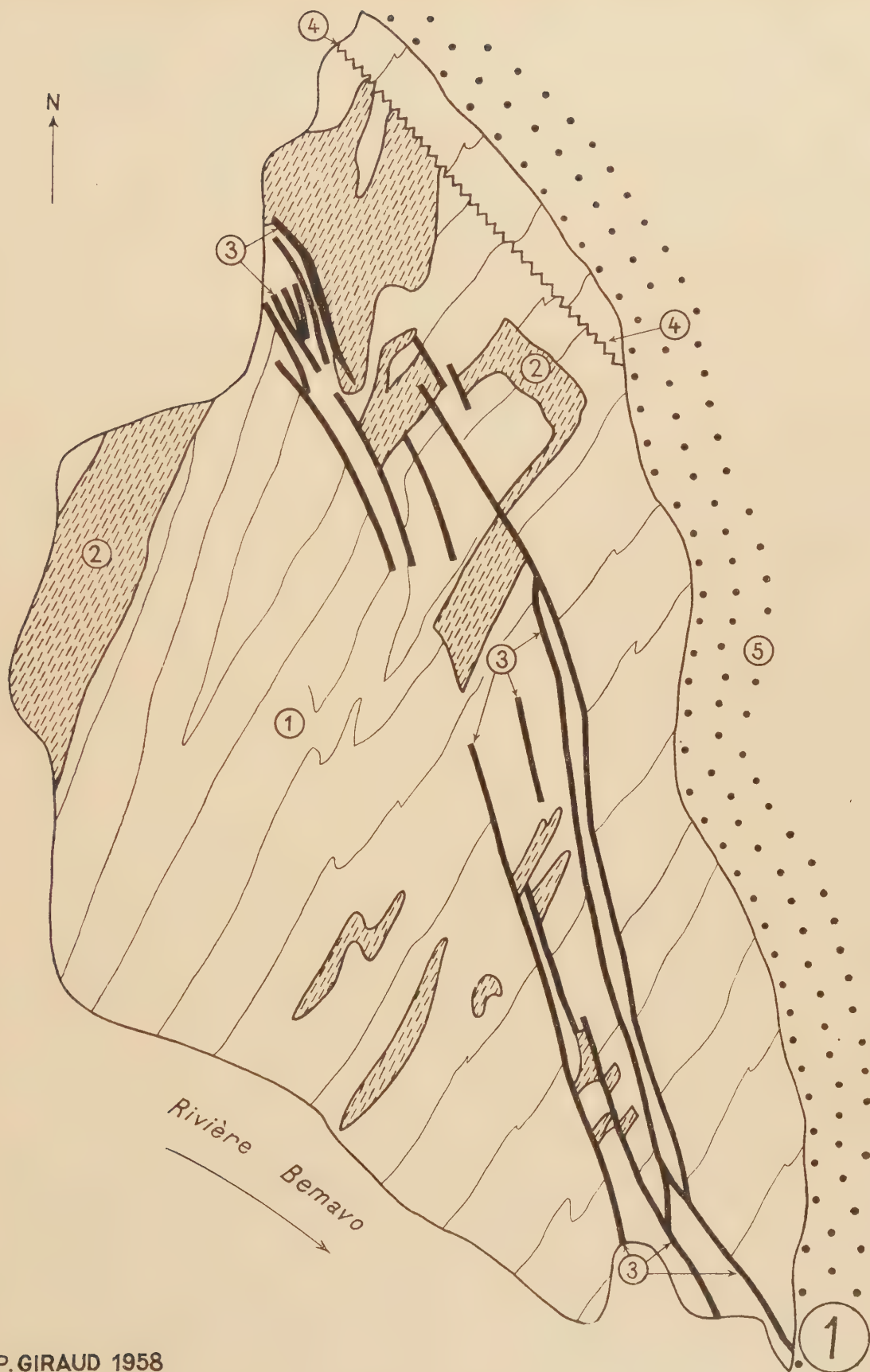


PLANCHE 2

Bed-rock rive gauche de la rivière Bemavo à 500 mètres en amont de son confluent avec la rivière Ankisatra.

Amas, bancs, « filons » basiques dans un ensemble gneisso-migmatitique.

1. Migmatites.
2. Pyroxénites.
3. Fig. 1 : Terrasse alluviale.
Fig. 2 : Migmatite granitoïde.
4. Fig. 1 : Rivière Bemavo.
Fig. 2 : Pegmatite.
5. Rivière Bemavo.

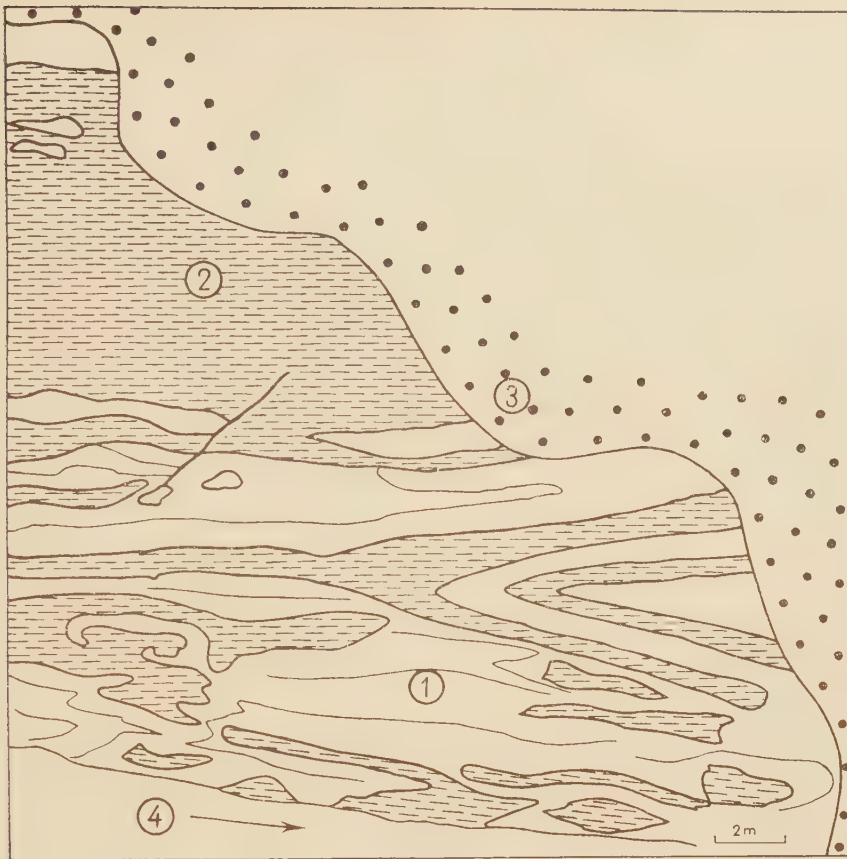


Fig.1

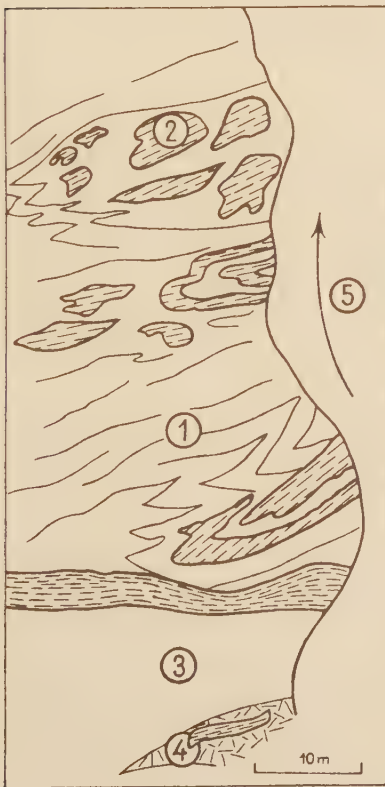


Fig.2



Fig.3

PLANCHE 3

FIG. 1. — Bloc dans la rivière Ampitetika, près du village Andoharano.

1. Migmatite charnockitique.
2. Pyroxénite à biotite.
3. Filonnets pegmatitiques.

FIG. 2. — Rivière Andabokely. Boudinage d'un « filon » de pyroxénite à biotite, dans une migmatite à pyroxène présentant le faciès malgachitique (charnockite).

1. Migmatite à pyroxène.
2. Pyroxénite à biotite.
3. Pegmatite.

FIG. 3. — *Bed-rock* rive gauche de la rivière Ambavaniakondro. « Filons » de pyroxénite à amphibole et biotite (sur les côtés) dans migmatite à biotite (au centre).

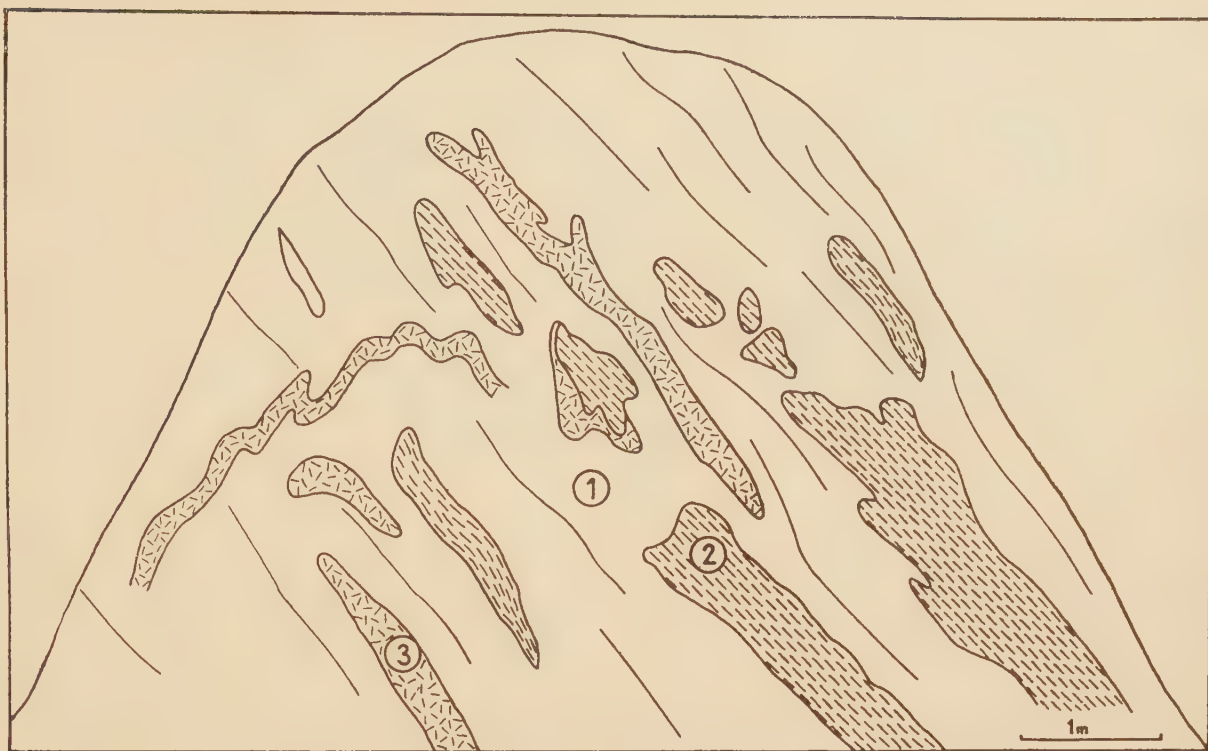


Fig.1

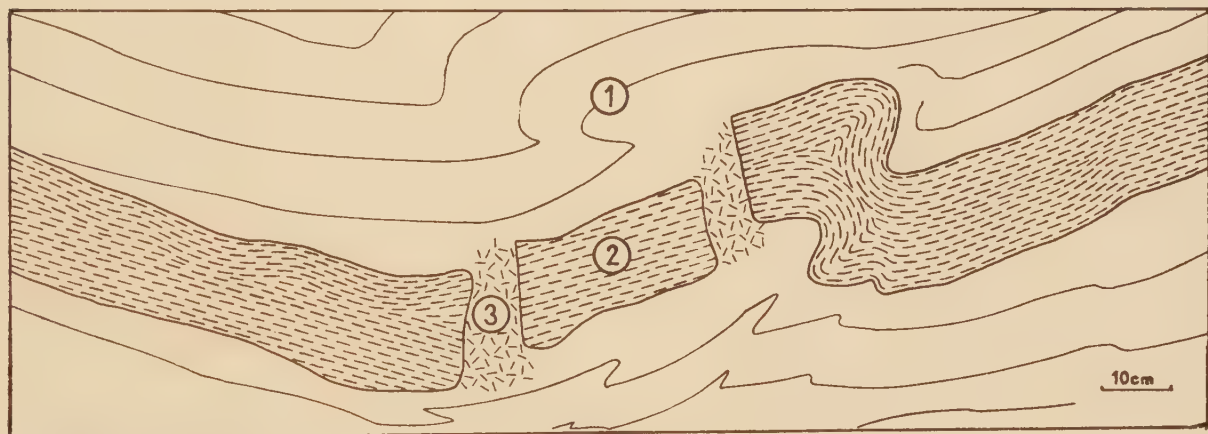


Fig.2

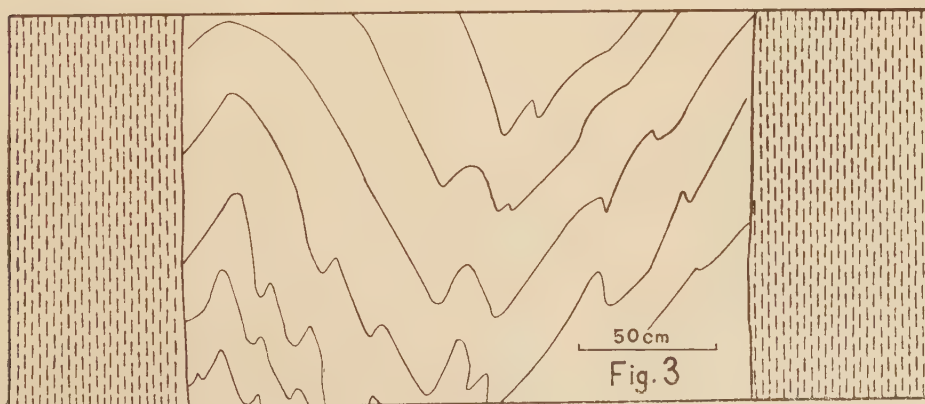


Fig.3

P. GIRAUD
1958

3

PLANCHE 4

FIG. 1. — Rivière Ambavaranobe. « Bacs » de pyroxénolite (3) dans trémolite altérée « rouillée » (2). L'ensemble est concordant avec une pyroxénite à grain fin (1).

FIG. 2. — Rivière Ambararakely, affluent rive gauche de l'Andranomena. Enclaves de pyroxénite (2) dans une migmatite à grenat, sillimanite et biotite (1).

FIG. 3. — Rive droite de la Bemavo près d'Ambatovaky.

1. Gneiss plus ou moins migmatitique à amphibole.
2. Amphibolite à pyroxène et biotite.
3. Pegmatite.
4. Filon de kersantite non orthogneissifié.

FIG. 4. — Rivière Beanana près Antanantanana. Pyroxénite (2) dans gneiss à sillimanite, grenat, cordiérite et biotite (1).

FIG. 5. — Rivière Ankisatra en amont du village. Contact anormal entre migmatite à amphibole (1) et pyroxénite à amphibole (2) avec pegmatite quartzo-feldspathique (3).



Fig. 1

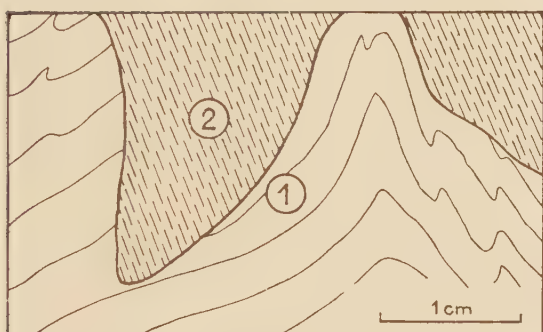


Fig. 2

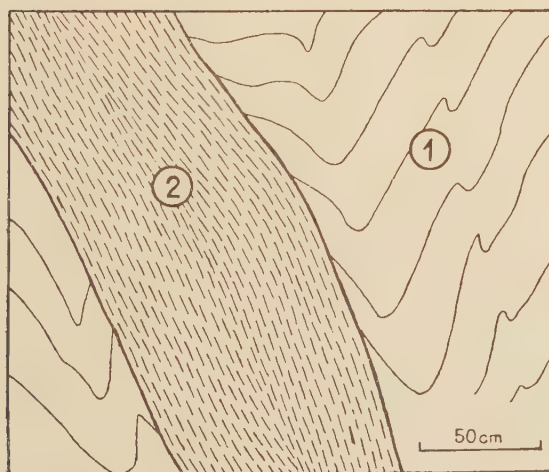


Fig. 4

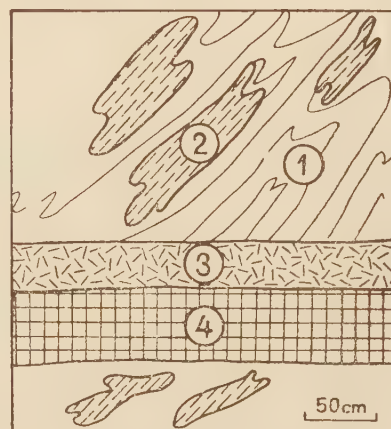


Fig. 3

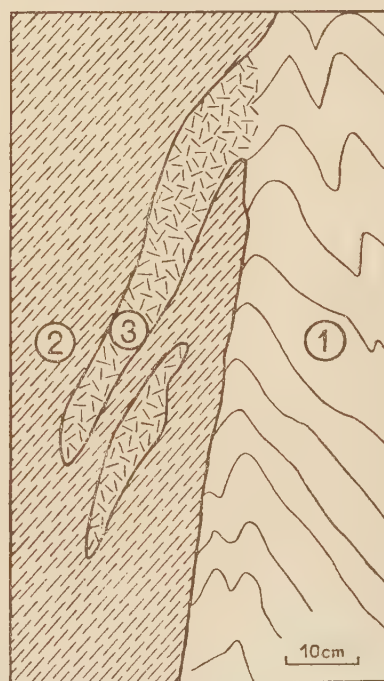


Fig. 5

PLANCHE 5

FIG. 1. — Gabbro doléritique (2) dans une migmatite à amphibole (1). Rivière Tsilaniarivo à 6 kilomètres à l'est de Beronono.

FIG. 2. — Contact « en escalier » de migmatite à grenat et graphite (1) avec une pyroxénite. Rivière Ambavaranobe.

Fig. 3. — Pyroxénite (2) dans migmatite à grenat et graphite (1) de la rivière Kamorokely à 1 kilomètre en aval confluent avec la Tsilaniarivo.

FIG. 4. — « Imprégnation » pegmatitique (3) dans une amphibolite à pyroxène (2). Le tout est emballé dans des migmatites à biotite, sillimanite et grenat (1) de la rivière Kamorokely à 6 kilomètres à l'ouest de Besakay mine.

FIG. 5. — Lentilles de pyroxénite à biotite (2) dans un gneiss à sillimanite et grenat avec cordiérite et biotite (1) de la rivière Beanana à 6 kilomètres à l'ouest de Betanantanana.

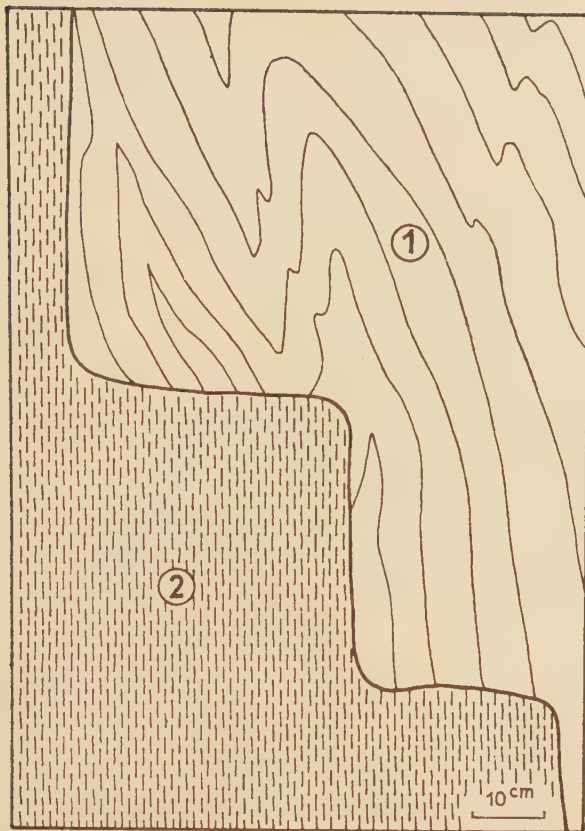


Fig. 2

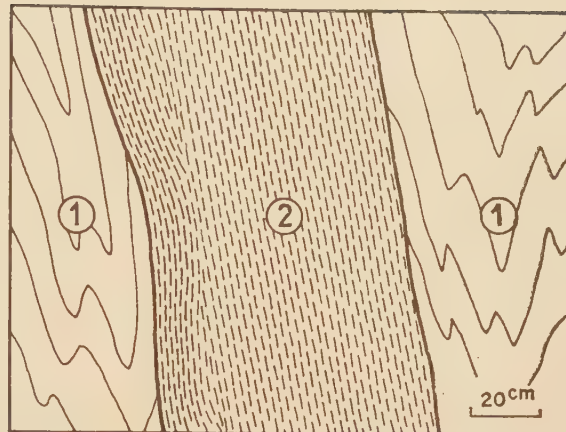


Fig. 1

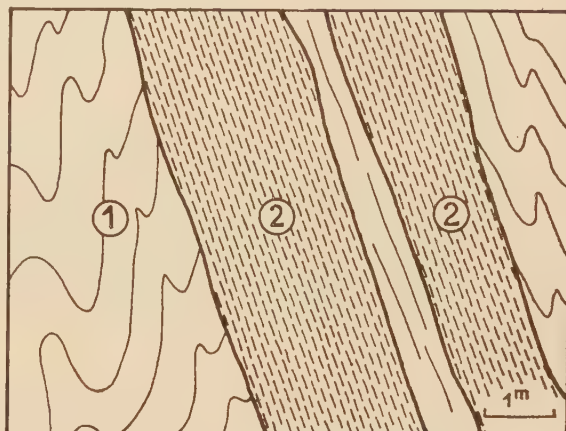


Fig. 3

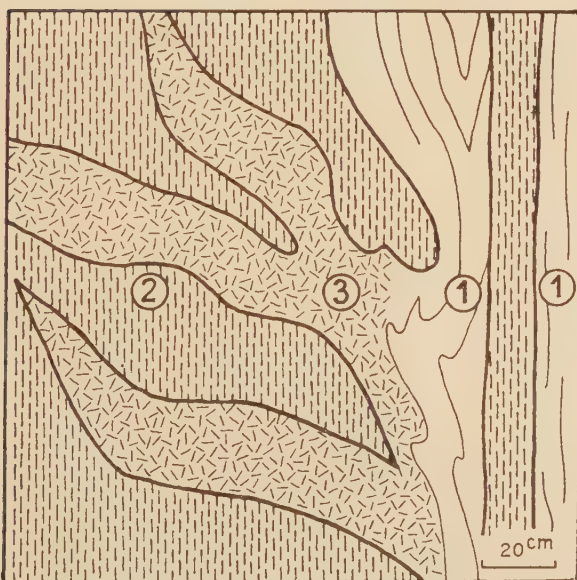


Fig. 4

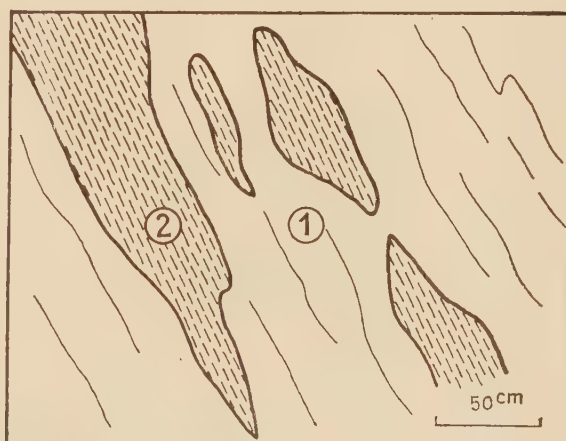


Fig. 5

PLANCHE 6

GISEMENTS DE CHROMITE

FIG. 1. — Coupe verticale du gisement situé sur la rive droite de la rivière Antsahalava par $X = 930$ et $Y = 524,6$ sur la feuille au 1/100 000 Manakana.

1. Chromitite.
2. Talcschiste à mouches de chromite.
3. Actinotite.

FIG. 2. — Rivière Andranoadala par $X = 930,55$ et $Y = 514,8$ sur la feuille au 1/100 000 Manakana.

A. — Elévation. A l'affleurement, uniquement blocs éluviaux de chromitite dans la latérite.

B. — Coupe. On voit la lentille surmontée de son lit éluvial.

1. Lentille de chromitite.
2. Latérite.
3. Eboulis.

FIG. 3. — A. — Bloc montrant un lit de talcschiste à chlorite (2) dans la chromitite (1). Rive gauche de l'Andranomadio à 4 kilomètres à l'est de Telomita.

B. — Bloc montrant un amas à contours sinueux de chromitite (1) dans un talcschiste à chlorite (2). Rivière Mavolava à 9 kilomètres à l'ouest d'Andriamena.

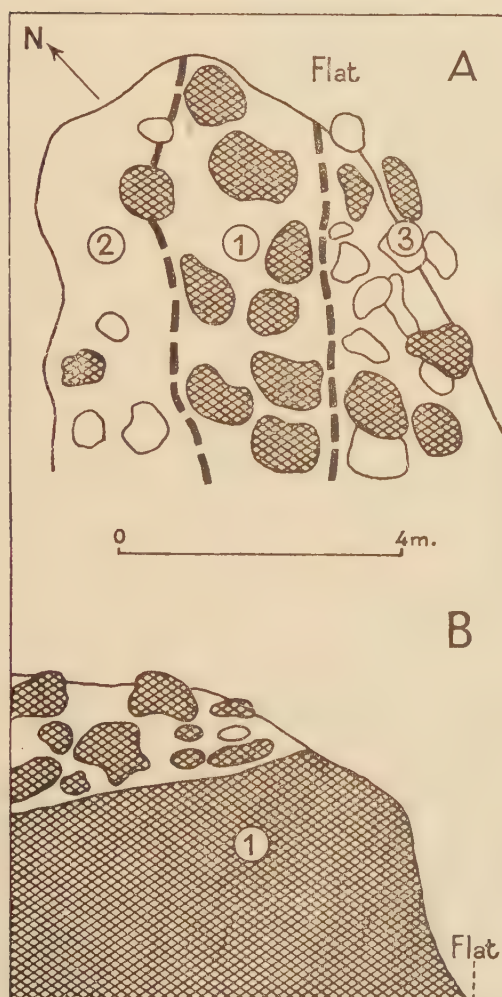
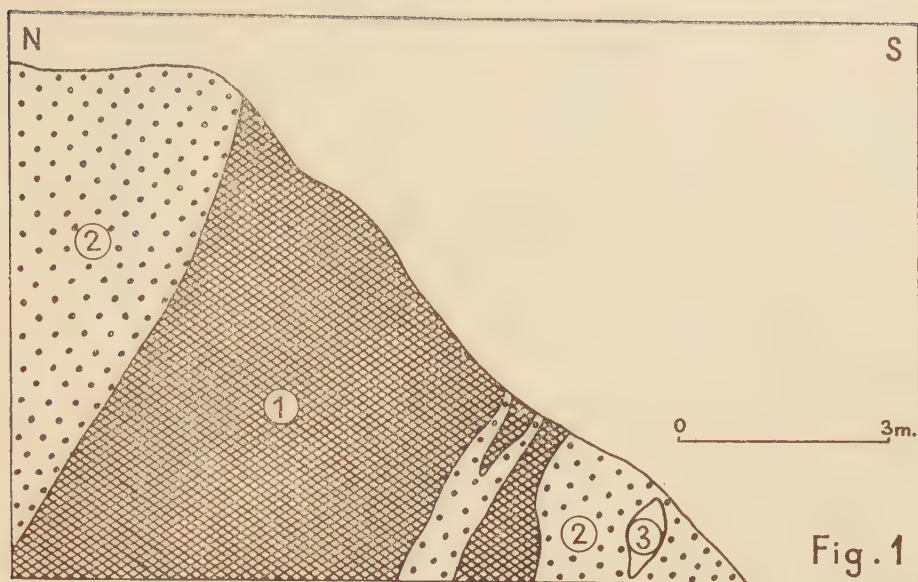


Fig. 2

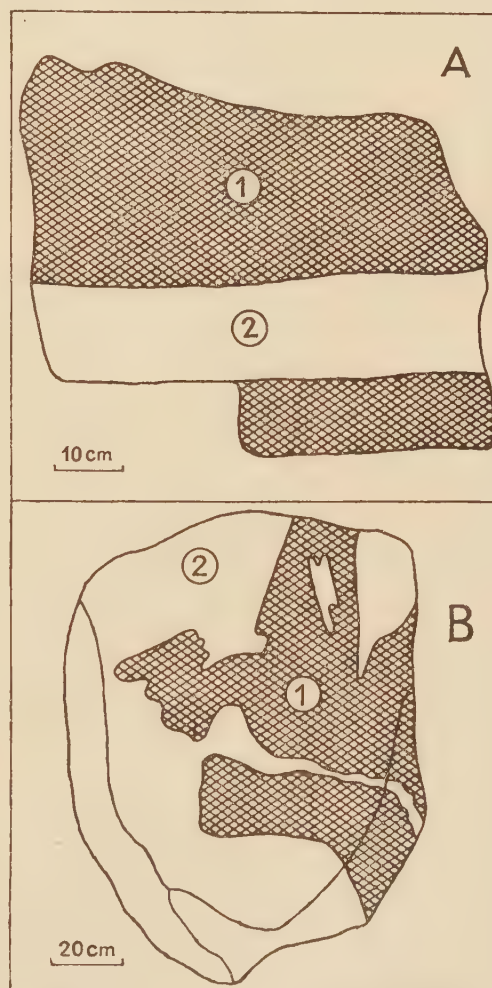
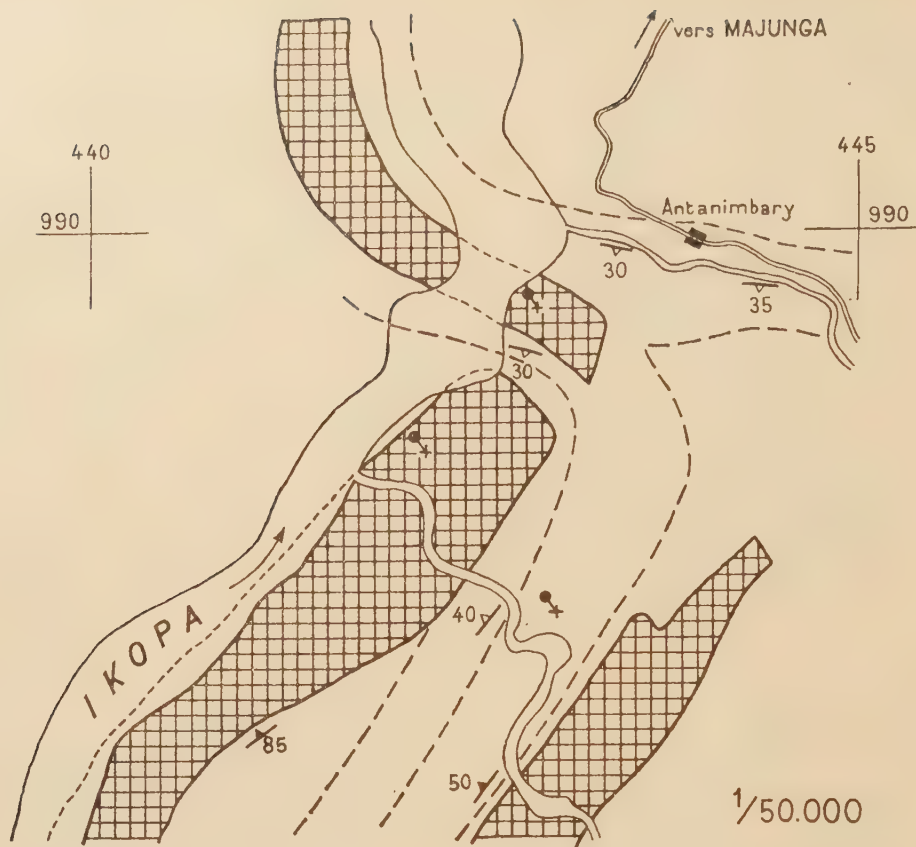


Fig. 3



LENTILLES DIORITIQUES D'ANTANIMBARY



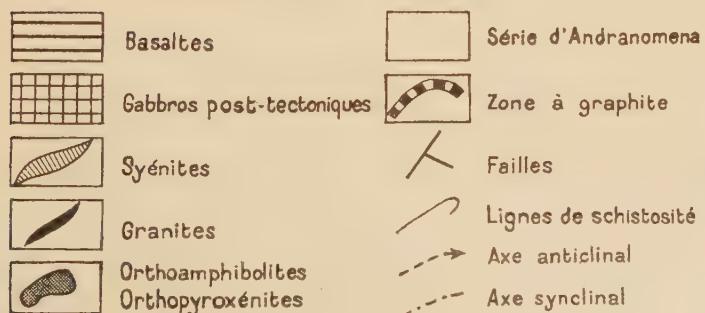
Diorite à diopside



Groupe de Maevatanana et Migmatites
avec lignes de schistosité



Lentilles de chloritoschiste à chromo-magnétite



**Carte géologique
et structurale
BETRANDRAKA**

P. GIRAUD 1958

8



MESURES D' AGE CITEES DANS LE TEXTE

Position des localités

- * Gisements de Chromite en place
- * Gisements de Chromite éluvionnaire
- × Indices éluvions alluvions

 Rutile

♀ Cuivre

Zinc

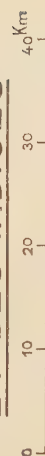
7

Route

Coupure de la Carte
géologique au 1/200.000

MAEVATANANA

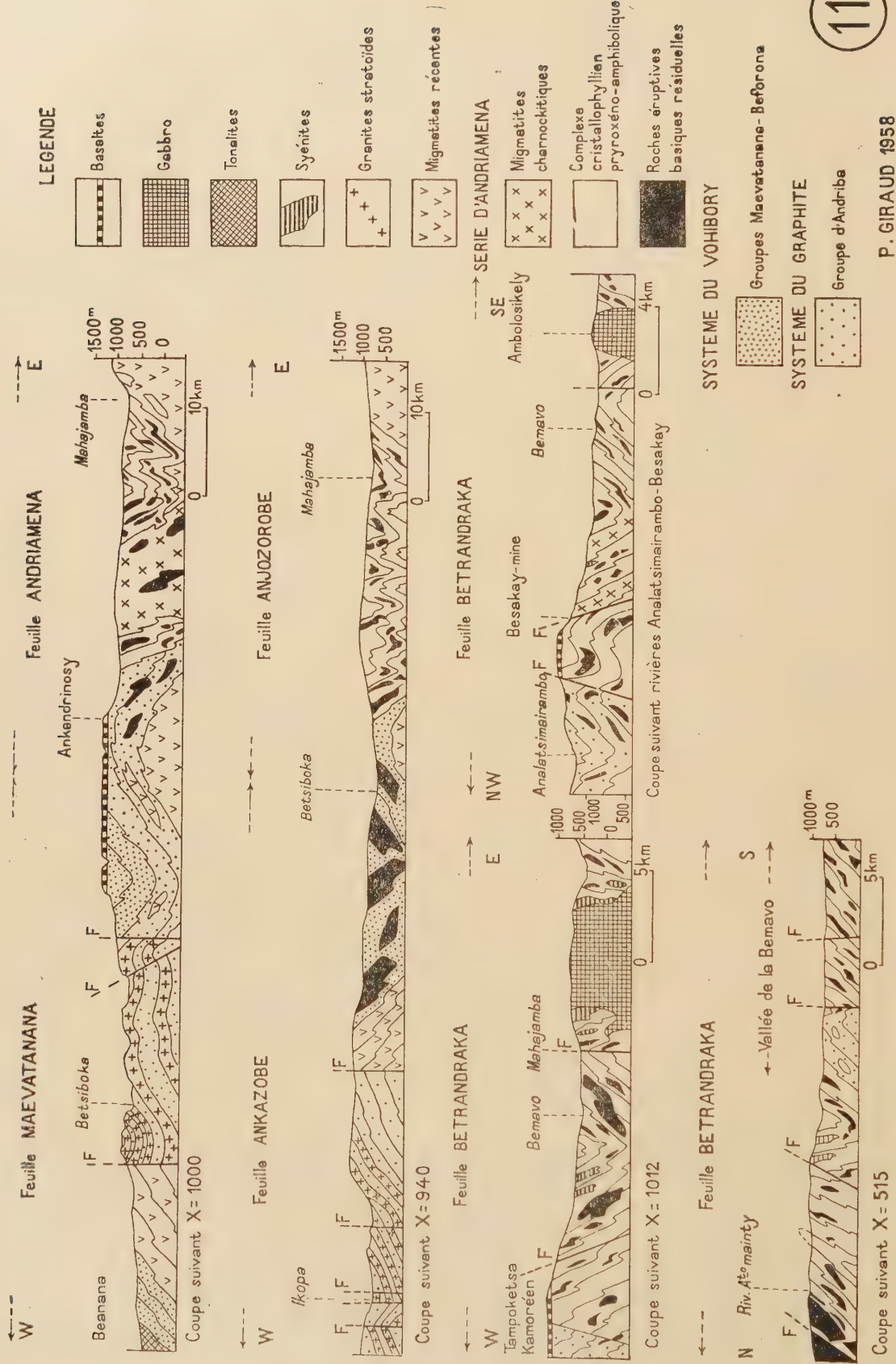
CARTE MINIERE ET DES INDICES



P. GIRAUD
1958

10

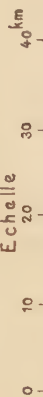




CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE MAEVATANANA-ANDRIAMENA

P. GIRAUD 1958

Echelle



Basaltes crétacés
Sédimentaire : lsalol

Synclines

Roches éruptives
basiques récentes

Granites et
migmatites granitoïdes

Migmatites intraformationnelles

Migmatites charnockitiques

Complexe cristallophyllien
pyroxène-amphibolique

Roches éruptives basiques
résiduelles

SYSTEME DU VOHIBORY
Groupes Maevatanana - Befonona

SYSTEME DU GRAPHITE
Groupe d'Andriba

Levers de :

a G. GUYONNAUD 1950

b G. GUYONNAUD 1951 P. GIRAUD 1954-56

c R. LAUTEL 1951

d R. LAUTEL 1951

a etc Révision photographique R. LAUTEL
et G. GUYONNAUD 1958

Série
d'Andriamena



Carte de repérage

12



PHOTOGRAPHIES

GISEMENTS 1

- PHOTO 1. — Berge de la rivière Bemavo. Banc de gneiss très quartzeux à cordiérite et grenat dans gneiss à biotite.
- PHOTO 2. — Berge de la rivière Bemavo. Filon recoupant de basalte crétacé dans gneiss à cordiérite, grenat, graphite.
- PHOTO 3. — Bed-rock de la rivière Ambararata. « Loupe » de pyroxénite feldspathique dans plagioclases et gneiss à hypersthène. L'ensemble présente le faciès malgachitique.
- PHOTO 4. — Bed-rock de la rivière Ankarahara. Banc de pyroxénite feldspathique dans gneiss et migmatites à pyroxène. Remarquer les petits filonnets pegmatitiques à amphibole recoupant le banc de pyroxénite.



1



2



3



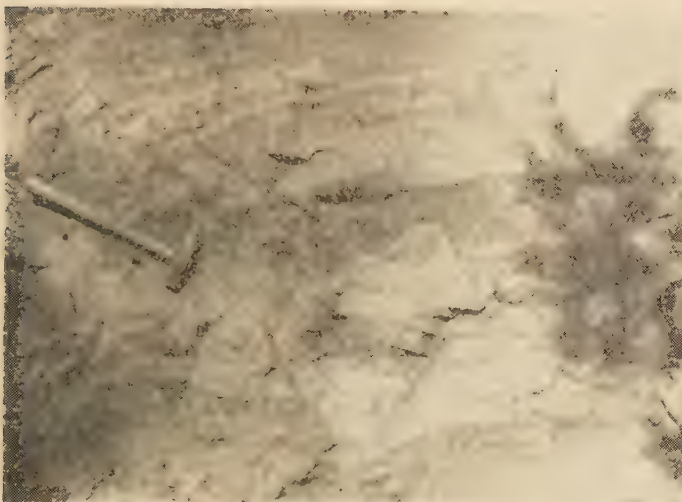
4

GISEMENTS 2

- PHOTO 1. — Berge de la rivière Kamorokely. Amas amphibolique à hornblende brune et pyroxène fracturé, diaclasé. Noter les petits filonnets pegmatitiques avec recristallisations d'amphibole aux épontes.
- PHOTO 2. — Berge rivière Ampanasandambo. Sur la droite, bancs de pyroxénite feldspathique dans migmatites à pyroxène. Sous le marteau, amas pegmatitique à hornblende et biotite. Noter le contact diffus et les petites fractures.
- PHOTO 3. — Bed-rock rivière Belavabary. Amas pegmatitique « récent » dans amphibolite.
- PHOTO 4. — Bed-rock rivière Maliamalona. Migmatites amphiboliques « récentes ».



1



2



3

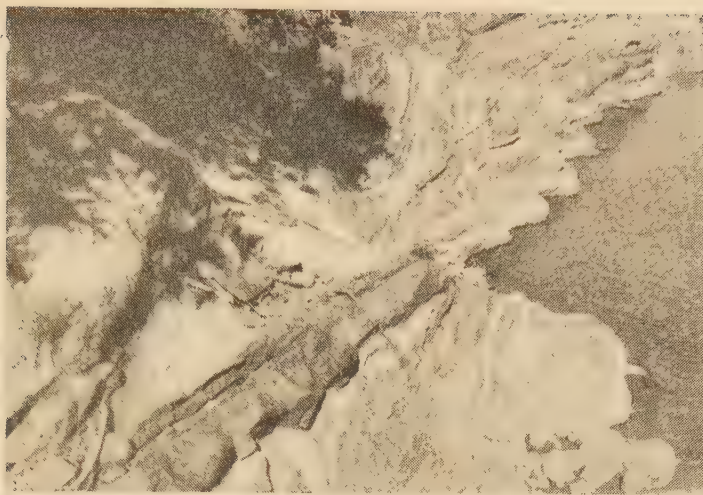


4

P. GIRAUD 1958

CISEMENTS 3

- PHOTO 1. — Berge de la rivière Ampitetika. Banc d'amphibolite à trémolite, talc, chlorite dans migmatites amphiboliques « récentes ».
- PHOTO 2. — Bed-rock de la rivière Ankoririka (feuille Maevatanàna). Lentille d'amphibolite plagioclasique à biotite dans « bancs » de granite. L'ensemble est inclus dans un ensemble de migmatites amphiboliques « récentes ».
- PHOTO 3. — Bed-rock de la rivière Jangaloha (feuille Maevatanàna). Diorite à hornblende verte et épidote orientée. « Filonnet » plagioclasique avec recristallisation d'amphibole aux épontes. Il s'agit d'une diorite métamorphique.



1



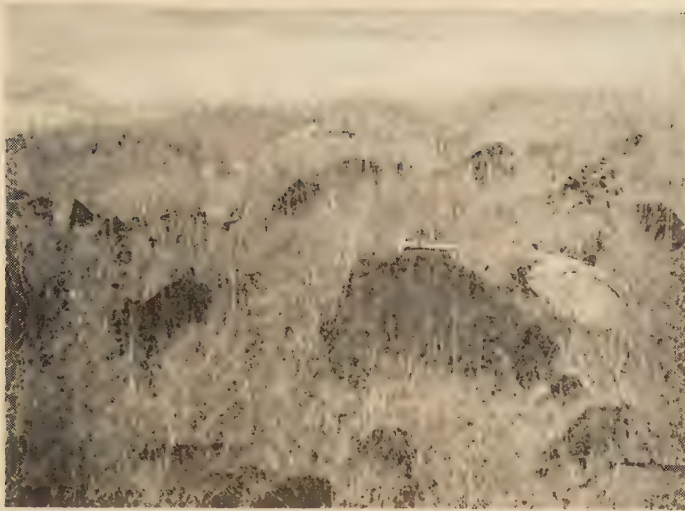
2



3

GISEMENTS 4

- PHOTO 1. — Blocs éluvionnaires de chromite à chlorite et talc. Gisement rive droite de la rivière Analakanga près du village de Telomita.
- PHOTO 2. — Banc de chromite sub en place. Rive gauche de la Tsisambinina, près du village Amboasary.
- PHOTO 3. — Blocs éluvionnaires de chromitite à talc et chlorite. Gisement rive droite de la rivière Analakanga, près du village de Telomita.
- PHOTO 4. — Blocs éluvionnaires de chromitite à talc et chlorite. Gisement situé à 2,2 km au sud-ouest d'Androfia.



1



2



3



4

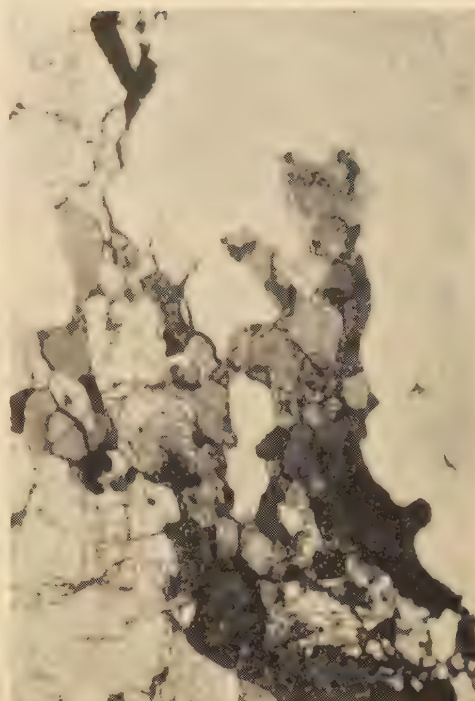
P. GIRAUD
1958

PÉTROGRAPHIE 1

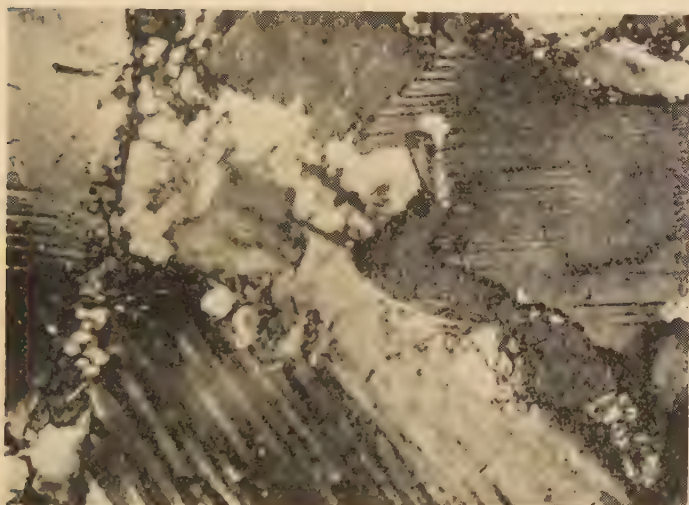
- PHOTO 1. — K 610 — L.P. X15 — Gabbro ouralitisé à hornblende verte, entre les poutrelles de plagioclase : amas d'amphibole et de chlorite.
- PHOTO 2. — K 126 — L.N. X20 — Gabbro à hypersthène. En blanc plagioclase. En bas, à gauche : hypersthène. En sombre : hornblende brune.
- PHOTO 3. — K 3269 — L.P. X20 — Diorite à hornblende verte et épidote. Ancienne structure grenue à plagioclases subautomorphes affectée de phénomènes cataclastiques. Noter la recristallisation de fins granules de plagioclase, quartz et épidote entre les gros cristaux résiduels.
- PHOTO 4. — K 2620 — L.N. X50 — Amphibolite plagioclasique à hornblende verte dérivant d'une diorite ou d'un gabbro. Il s'agit d'une hornblende pseudomorphosant des pyroxènes dont les résidus ne sont pas visibles ici.
- PHOTO 5. — K 249 — L.N. X28 — Gabbro à augite et hypersthène. Les anciens cristaux automorphes de pyroxène sont réduits en un agglomérat de petits granules dont certains sont transformés en hornblende brune.



1



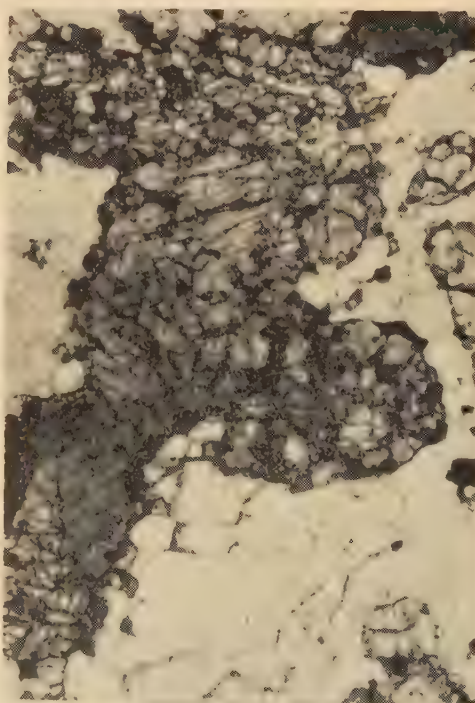
2



3



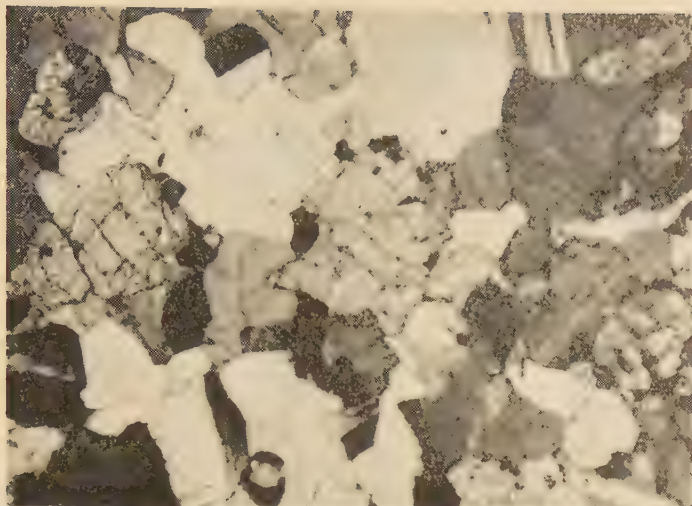
4



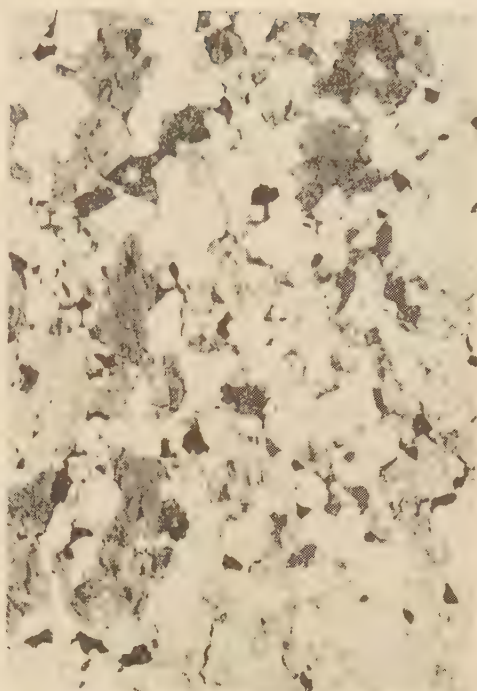
5

PÉTROGRAPHIE 2

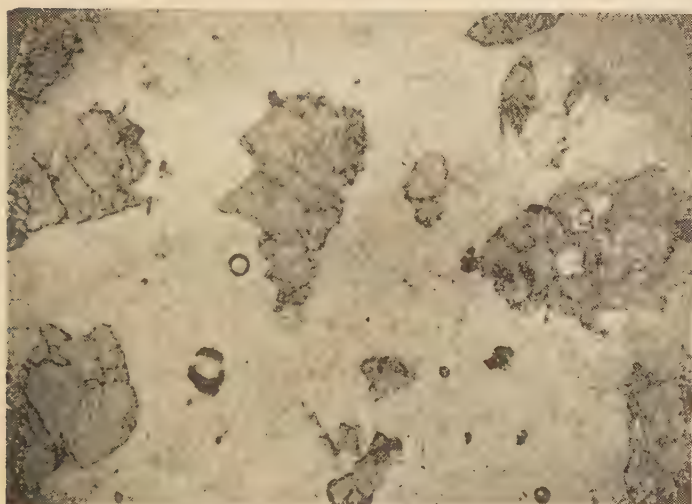
- PHOTO 1. — K 2737 — L.P. X23 — Plagioclase à hypersthène et augite présentant une structure granoblastique. Les cristaux de pyroxène visibles sont de l'hypersthène.
- PHOTO 2. — K 19 — L.N. X12 — Pyroxéno-amphibolite plagioclase. En sombre : hornblende brune. En blanc : plagioclases. Les cristaux à fort relief sont de l'hypersthène et de l'augite.
- PHOTO 3. — K 2737 — L.N. X22 — Même lame que la photo 1 mais en lumière naturelle. Dans la moitié gauche le pyroxène est de l'hypersthène ; à droite il s'agit d'augite. Ces pyroxènes sont noyés dans des plagioclases à structure granoblastique.
- PHOTO 4. — K 19 — L.N. X25 — Fragment de la photo 2. En blanc : plagioclase ; en noir : hornblende brune ; en gris, à fort relief : augite et hypersthène.
- PHOTO 5. — K 3127 — L.N. X30 — Gneiss à hypersthène et grenat. Cette portion de lame montre une structure diablastique typique. Les petits cristaux d'hypersthène dans le fond plagioclase ont la même orientation optique.



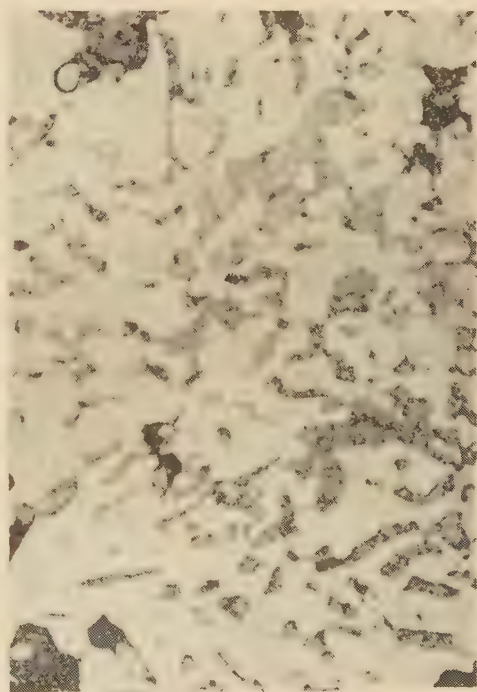
1



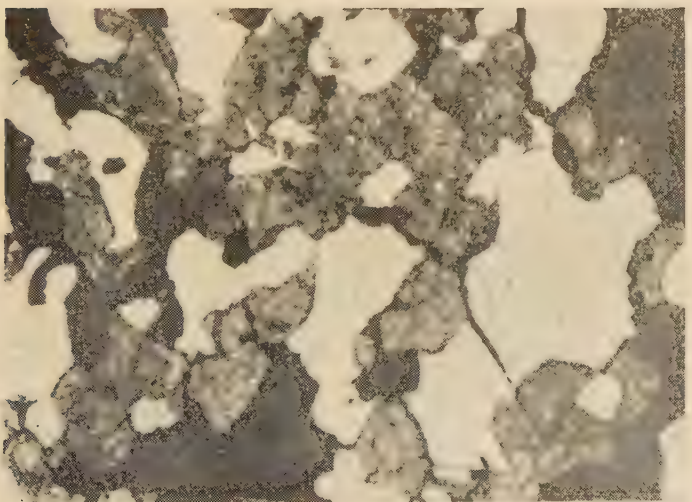
2



3



5



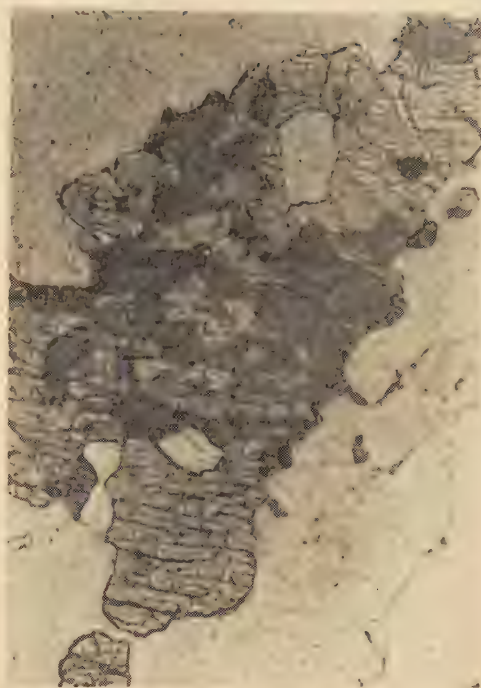
4

PÉTROGRAPHIE 3

- PHOTO 1. — K 536 — L.N. X75 — Cristal d'hypersthène en voie d'ouralitisation sur son pourtour par de la hornblende brune.
- PHOTO 2. — K 536 — L.N. X66 — Même phénomène d'ouralitisation, mais ici la hornblende brune envahit l'intérieur du cristal.
- PHOTO 3. — K 536 — L.P. X75 — Même cristal d'hypersthène que sur la photo 1, mais on note à l'intérieur de cet hypersthène, à l'extinction, de l'augite grisâtre résiduelle. C'est le phénomène d'hypersthénitisation.
- PHOTO 4. — K 813 — L.N. X23 — Gabbro à hypersthène ouralitisé. La photo montre un cristal automorphe d'hypersthène dont le pourtour se transforme en petits granules de hornblende brune. Noter aussi les multiples cassures plus ou moins parallèles aux clivages.
- PHOTO 5. — K 536 — L.N. X65 — Cristal d'augite s'ouralitisant sur le pourtour et se colorant, dans sa masse, en brun.



1



2



3



5



4

PÉTROGRAPHIE 4

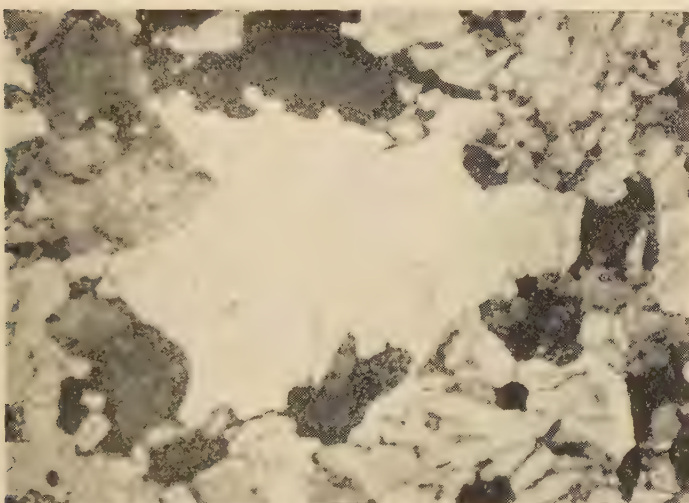
- PHOTO 1. — K 447 — L.P. X20 — Migmatite à amphibole et biotite. A l'extinction : plagioclase résiduel du vieux gabbro migmatisé, à l'intérieur duquel on voit, en blanc, du microcline (— $2V = 66^{\circ}$) de pseudomorphose.
- PHOTO 2. — Identique à K 447 mais à plus fort grossissement X75. En blanc : microcline, en gris : plagioclase.
- PHOTO 3. — K 3127 — L.P. X30 — « Gneiss » à pyroxène. Le gros cristal blanc est un quartz lenticulaire d'apport dans une plagioclasite à pyroxène.
- PHOTO 4. — K 2729 — L.N. X60 — Filaments d'hydrate ferrique donnant à la roche l'aspect macroscopique dit « malgachitique ».
- PHOTO 5. — K 2729 — L.P. X26 — Plagioclase automorphe résiduel dans plagioclasite à pyroxène. Les deux cristaux de plagioclase quadrillés au-dessus proviennent de la recristallisation partielle de ce plagioclase résiduel.



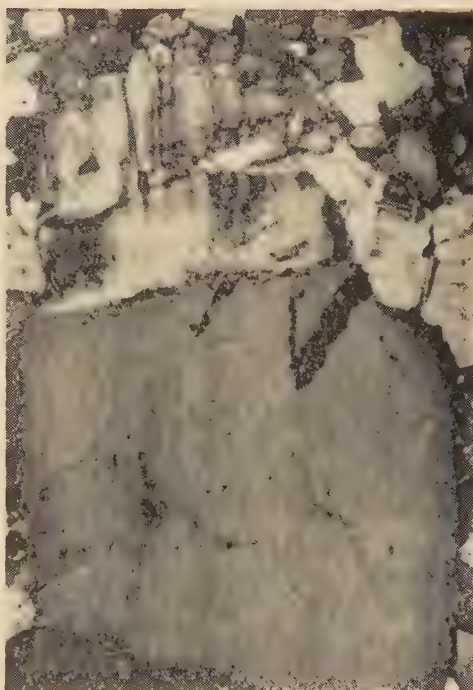
1



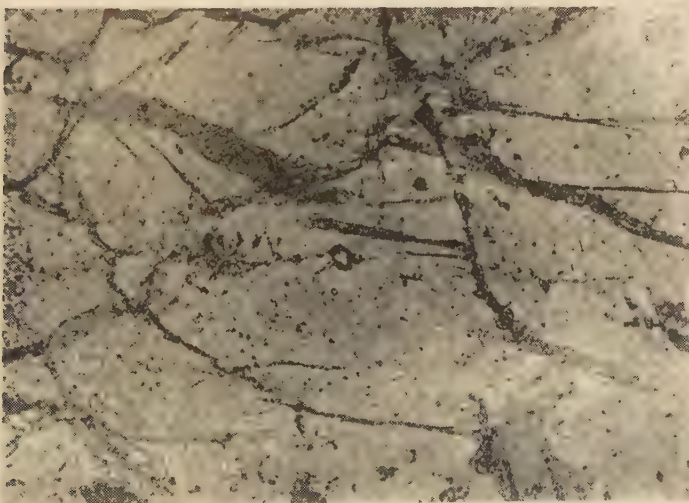
2



3



5



4

PÉTROGRAPHIE 5

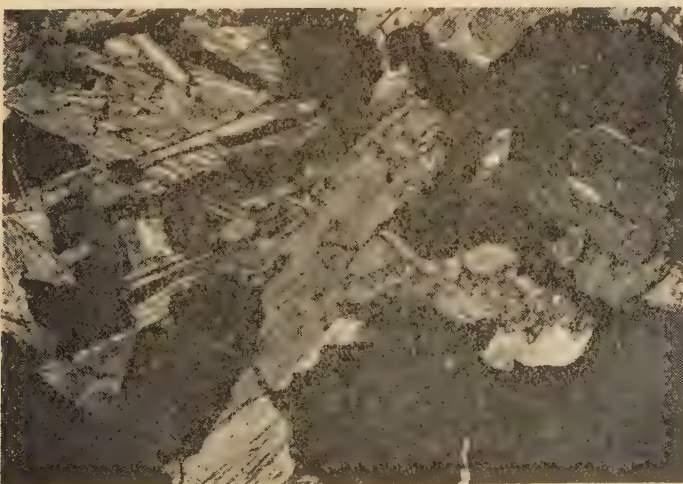
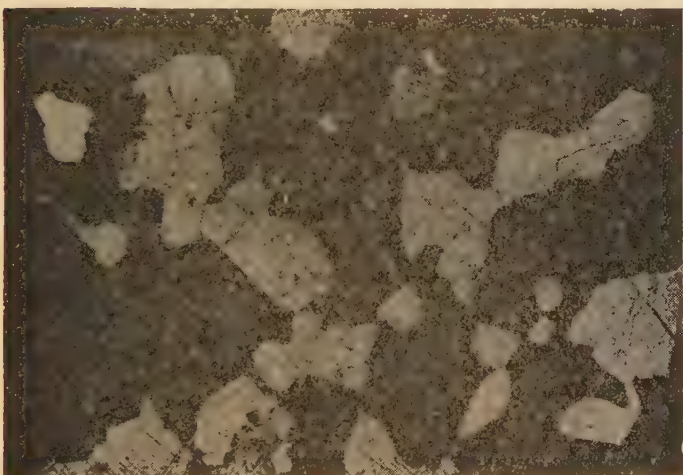
- PHOTO 1. — K 439 — L.P. X75 — Grains de chromite dans chlorite (leuchtenbergite) à mâcles polysynthétiques.
- PHOTO 2. — Chromite de Ranomena près de Tamatave X35 — Chromite dans enstatite.
- PHOTO 3. — K 1306 — L.N. X60 — Enstatite dans chromite.
- PHOTO 4. — K 439 — L.P. X55 — Baguettes de trémolite résiduelle (ailleurs dans la lame, elle est pseudomorphosée en chlorite). En noir : grains de chromite.
- PHOTO 5. — K 1004 — L.N. X10 — Chromite à chlorite. Agrégats de fins granules de chromite en plages dentelliformes. En travers « filonnet » de chlorite.



1



2



4



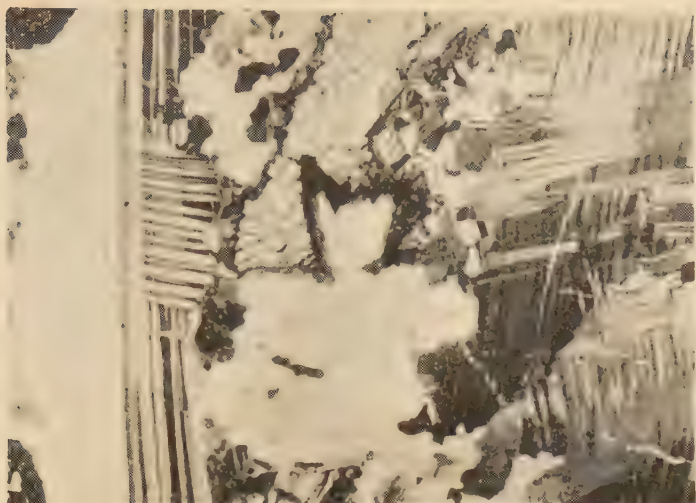
5

P. GIRAUD 1958

21

PÉTROGRAPHIE 6

- PHOTO 1. — K 2758 — L.P. X15 — Gabbro à olivine de Betafo. Sur la gauche, grand cristal subautomorphe de labrador. Le reste de la lame est à structure grenue. En haut, au milieu, cristal d'olivine avec sa double auréole kéliphytique d'hypersthène et d'ouralite.
- PHOTO 2. — K 2732 — L.N. X25 — Gabbro à olivine de Betafo. En blanc : labrador dont l'un en poutrelle (au centre). Triangle noir : inclusions de minéral dans un cristal d'augite (diallage). Au centre cristal d'olivine entouré par diallage et hypersthène.
- PHOTO 3. — K 2732 — L.P. X70 — Détail de la lame précédente. Cristal d'olivine sur la droite. Diallage en noir. Poutrelle de labrador mâclé, en biais.
- PHOTO 4. — K 21 — L.N. X65 — Gabbro à olivine. A gauche et au centre hypersthène à inclusions de minerais opaques en aiguilles dans les clivages. A droite, inclusions rectangulaires de minerais dans olivine.
- PHOTO 5. — K 21 — L.N. X75 — Gabbro à olivine. Hornblende brune à pigmentation ferrugineuse.



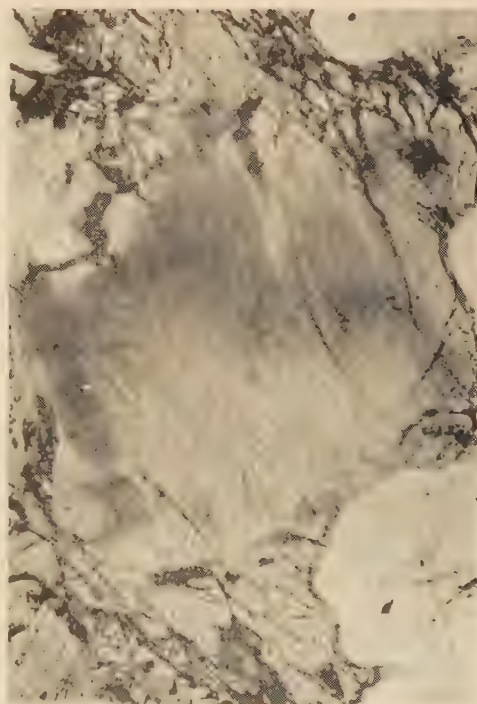
1



2



3



5



4

P. GIRAUD 1958

22

